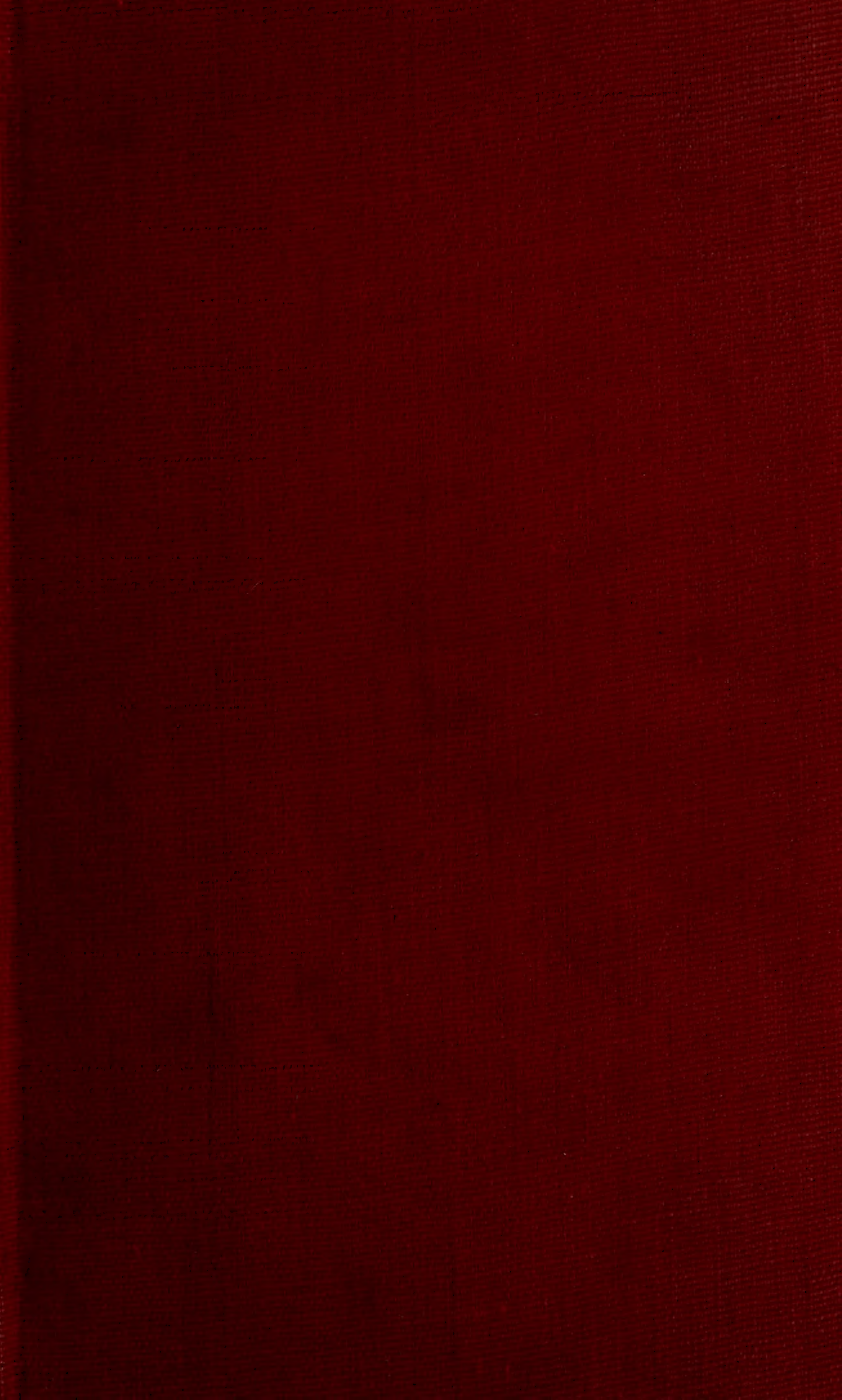
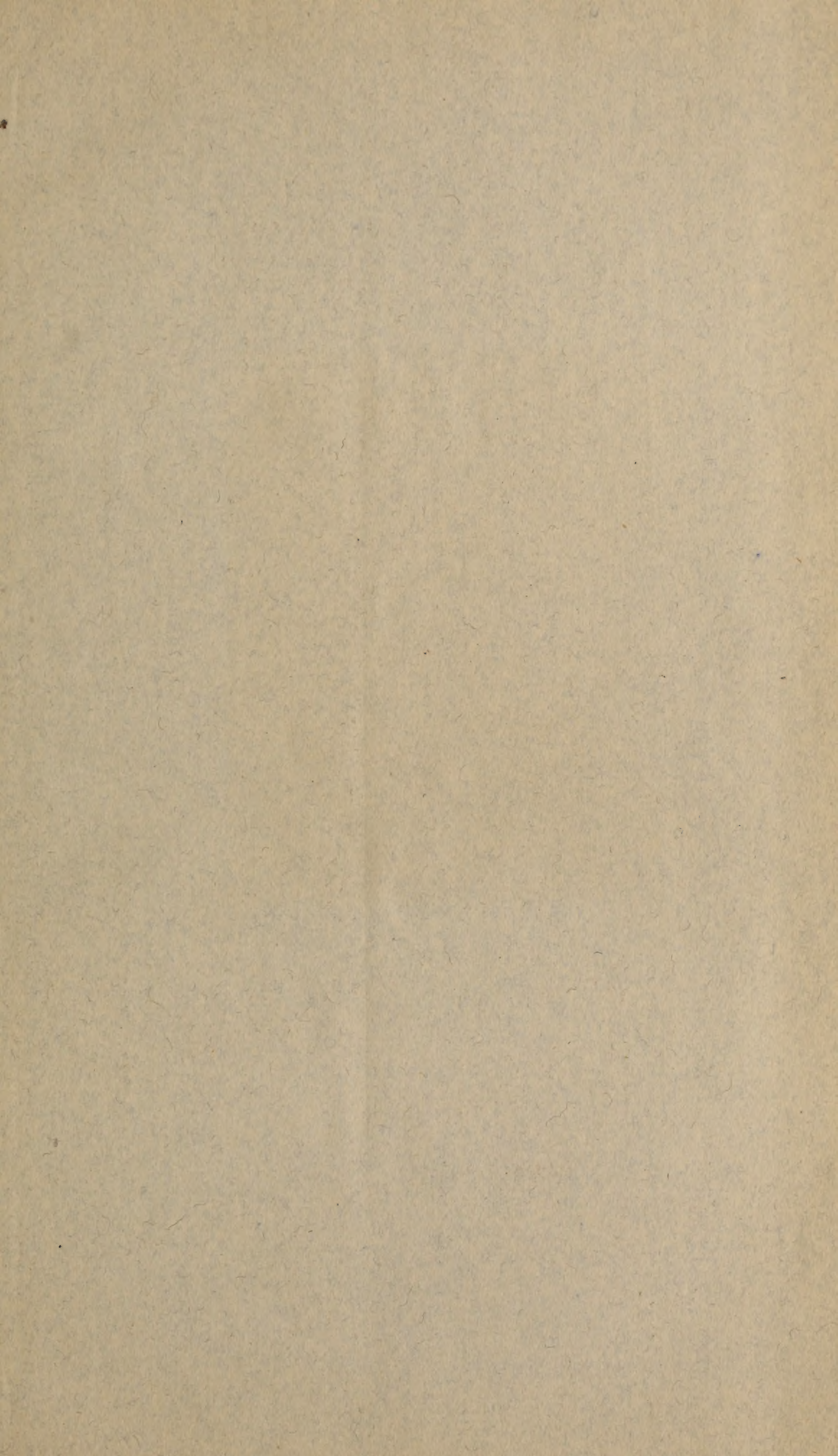
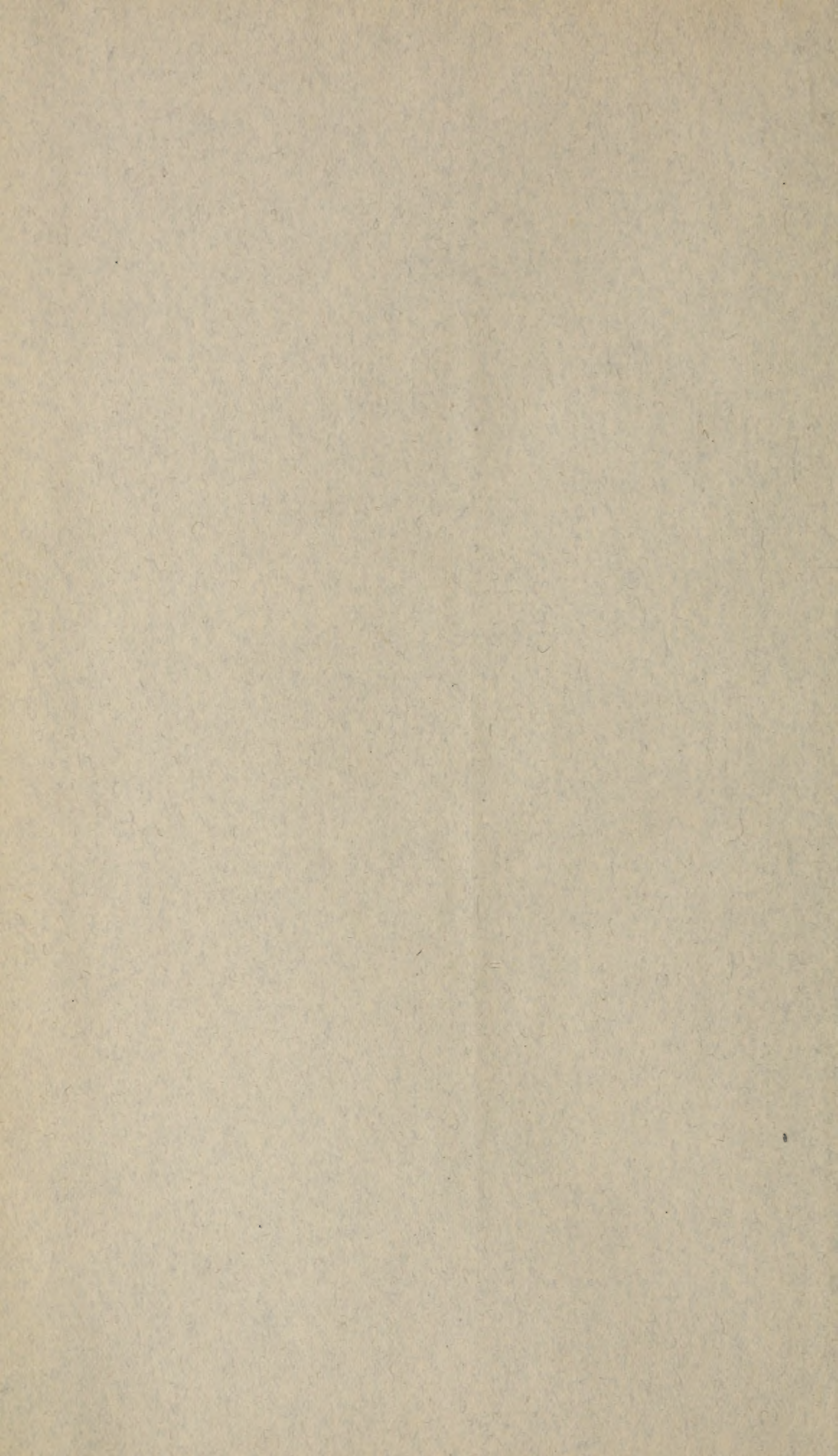










Zeitschrift

der

Deutschen Geologischen Gesellschaft

(Abhandlungen und Monatsberichte)

72. Band

1920

(Mit 9 Tafeln)

Berlin 1921

Verlag von Ferdinand Enke
Stuttgart

Inhalt.

Hinter dem Titel der Veröffentlichungen bedeutet *A:* Abhandlung, *B:* Briefliche Mitteilung und *V:* Vortrag.

(Die Seitenzahlen der Monatsberichte sind kursiv gedruckt.)

Zeitschrift
der
Deutschen Geologischen Gesellschaft.

Aufsätze.

1. Die Basalte der Oberpfalz.

Von Herrn STEPHAN RICHARZ in München.

(Hierzu Tafel I und 8 Textfiguren.)

I. Die Basalte von Groschlattengrün mit besonderer Berücksichtigung ihrer Einschlüsse und Neubildungen.

Die Basalte der Oberpfalz sind schon zu wiederholten Malen Gegenstand geologischer und petrographischer Untersuchungen gewesen. Am eingehendsten beschäftigte sich mit ihnen zunächst C. W. v. GÜMBEL in seiner geognostischen Beschreibung des Fichtelgebirges und des ostbayerischen Grenzgebirges. Im zweiten Band der „Geologie Bayerns" gibt er eine gedrängte Zusammenfassung der Ergebnisse seiner Untersuchungen. Im Jahre 1894 schrieb LORD[1]) eine Dissertation über die Basalte des Fichtelgebirges, an die sich im Jahre 1895 noch drei weitere Dissertationen von KIPP[2]), MERKEL[3]) und DÖRR[4]) anschlossen. Endlich erschien im Jahre 1905 eine fünfte Dissertation über die Basalte der Oberpfalz von WALDECK[5]).

Es könnte demnach eine Neubearbeitung dieser Gesteine überflüssig erscheinen. Und sie würde es auch sein, wenn sich die Genannten nicht mit einer Untersuchung des Gebiets in großen Zügen begnügt hätten. So sind

1) EDWIN C. E. LORD, Über die Basalte des Fichtelgebirges, Inauguraldissertation, Heidelberg 1894.

2) HERM. KIPP, Die Basalte des Reichsforst, Inauguraldissertation, Erlangen 1895.

3) PAUL MERKEL, Die Basalte des großen und kleinen Teuchelbergs und des Langholz', Inauguraldissertation, Erlangen 1895.

4) AUG. DÖRR, Beitrag zur chem. Kenntnis der Basalte des Fichtelgebirges, Inauguraldissertation, Erlangen 1895.

5) HERM. WALDECK, Beiträge zur Kenntnis der Basalte der Oberpfalz, Inauguraldissertation, Erlangen, Bamberg 1905.

ihnen viele Einzelheiten entgangen, welche aber doch, sowohl für das Gebiet selbst, als auch für Fragen allgemeiner Natur in mineralogischer, petrographischer und geologischer Hinsicht von Bedeutung sind. Dieses Spezialstudium war meine Aufgabe und es sollen die Ergebnisse in einer Reihe von Abhandlungen über die Basalte der Oberpfalz, erscheinen, von denen hiermit die erste, über die Basalte von Groschlattengrün, der Öffentlichkeit übergeben wird. Sie soll zeigen, welche Fülle interessanten Materials selbst ein einziger Steinbruch bieten kann, wenn man sich in die Einzelheiten vertieft.

Die Basalte.

In dem etwas südlich der Bahnstation Groschlattengrün gelegenen, von der Firma Staudt & Co., Bayreuth, betriebenen Steinbruch, wird der Basalt in fünf Stockwerken, jedes 8—9 m hoch, abgebaut. Unter dem Basalt liegt Basalttuff, welcher in einem Schacht bis zu 4 m Tiefe aufgeschlossen wurde. Wir haben also mit einer bis 45 m mächtigen Basaltdecke zu rechnen, welche sich über die Tuffe ergossen hat. Das Ausbruchszentrum läßt sich nicht mehr bestimmen; von einer Quellkuppe, die nach Merkel (a. a. O., S. 8) durch den Staudtschen Bruch ausgezeichnet aufgeschlossen sein soll, sieht man nichts. Das bei Merkel gezeichnete „ideale Profil“ ist nichts anderes als ein „Ideal“ und in der Natur nicht beobachtet. Es könnte eben so gut ein einseitiger breiter Lavastrom aus dem unbekannten Krater geflossen sein. Die Absonderung in Säulen tritt in großartiger Weise zutage. Dieselben sind durchweg sehr mächtig; sie erreichen Durchmesser bis zu 5 m und setzen durch den ganzen Aufschluß hindurch in einheitlich vertikaler Stellung; sind also stellenweise 40—45 m hoch.

Der Basalt ist ein sehr dichtes, hartes Gestein von schwarzer, etwas ins Grauliche gehender Farbe und splittrigem Bruch. Mit bloßem Auge erkennt man hie und da Olivineinsprenglinge oder Bruchstücke von Olivin. Die übrigen Bestandteile entziehen sich der Beobachtung mit freiem Auge. Einschlüsse sind zahlreich und zwar sind es einerseits Einschlüsse von Olivinfels und von verwandten Bildungen, andererseits mitgerissene Bruchstücke fremdartiger Gesteine. In den meisten Fällen erreichen diese Einschlüsse nur geringe Grösse und beeinträchtigen den Wert des Basalts nicht, welcher für Straßenschotter ein

ausgezeichnetes Material liefert. Zur Pflastersteinindustrie eignet er sich jedoch nicht, da ihm die erforderliche Spaltbarkeit fehlt.

Unter dem Mikroskop tritt die porphyrische Struktur des Gesteins deutlich hervor. Die Einsprenglinge sind vorherrschend Olivinkristalle, die kaum jemals die Größe eines Millimeters erreichen. Sie sind oft dicktafelig nach (100) entwickelt mit den Flächen (100), (010), (110) und (021). Die Umgrenzung ist nur selten durchaus scharf; vielfach sind Korrosionserscheinungen vorhanden, oft in größerem Umfange, unter Ausscheidung von Magnetit. Der Achsenwinkel bleibt immer unter 90°. Stets kann man bei Schnitten, welche fast senkrecht zur Achse getroffen sind, eine Krümmung beobachten, so deutlich, daß man mit Sicherheit den negativen Charakter bestimmen kann. Es würde das auf einen höheren Eisengehalt hinweisen. Von Einschlüssen tritt ziemlich häufig Gas auf, aber auch Glas und Flüssigkeiten.

Ganz frischer Olivin ist recht häufig, noch häufiger aber ist er mehr oder weniger zersetzt. Diese Zersetzung geht von den Rändern und von Rissen aus und ergreift allmählich den ganzen Kristall. Am stärksten ist sie in der Nähe der fremden Einschlüsse und dann immer in einer der Grenze dieser Einschlüsse parallelen Zone. Das Zersetzungsprodukt ist kein Serpentin. Es sind vielmehr verschiedenartige Bildungen, die in ihren optischen Eigenschaften sich mehr oder weniger weit vom Serpentin entfernen. Vielleicht hängt das mit dem eben erwähnten höheren Eisengehalt des Olivins zusammen. (Vgl. BRUNO DOSS, TSCHERM. Mineral. u. petogr. Mitt., Bd. VII, 1886, S. 497.)

Die häufigsten bei der Zersetzung entstehenden Neubildungen haben eine grasgrüne Färbung mit kräftigem Pleochroismus. Die Hauptzone c, mit deutlichen Spaltrissen in dieser Richtung, ist grasgrün, der senkrecht dazu schwingende Stahl ist schwach gelblich, manchmal fast farblos. Die Lichtbrechung ist gering, aber doch etwas höher als die der Einbettungsmasse (Kollolith = 1.535), die Doppelbrechung ziemlich hoch: die Interferenzfarben gehen bis zum Grün und Gelbgrün II. Ordnung und bleiben nicht viel hinter denen des Augits im selben Schliff zurück. Die nicht pleochroitischen tiefgrünen Durchschnitte ohne Spaltrisse zeigen das Achsenbild eines einachsigen Minerals von negativem Charakter. Hier und da gehen die Achsen ein wenig auseinander, der Charakter bleibt aber negativ.

In diesen grünen Olivinpseudomorphosen kommen manchmal auch farblose Stellen vor, welche dann weniger doppelbrechend sind und Aggregatpolarisation zeigen, während die grüngefärbte Hauptmasse im großen und ganzen ein einheitlich kristallisiertes Individuum mit deutlicher Spaltbarkeit darstellt.

In anderen Schliffen ist das Zersetzungsprodukt des Olivins schmutziggrün mit schwachem Pleochroismus von schmutziggrün bis grünlich, fast farblos. Die Interferenzfarben sind geringer als bei der eben beschriebenen Neubildung, aber doch noch bis zum Rot erster Ordnung gehend. Der Charakter ist auch hier negativ, der Achsenwinkel fast oder ganz 0°. Die Pseudomorphose ist teils ziemlich einheitlich auslöschend, teils tritt sie in schuppigen oder fasrigen Aggregaten auf.

Diese schmutziggrüne Masse wird manchmal etwas bräunlich, mit einem schwachen Stich ins Grüne. Der Pleochroismus ist dann hoch, von schmutzigbraun bis hellgelb, der negative Achsenwinkel ist sehr klein, Spaltbarkeit und Doppelbrechung glimmerartig. Im Kern ist oft noch frischer Olivin erhalten. In anderen Schliffen ist die Farbe rein braun, so daß dann die Ähnlichkeit mit Biotit sehr groß ist.

Andere braune Zersetzungsprodukte zeigen nur schwachen Pleochroismus und auch geringere Doppelbrechung, sonst aber sind sie den schmutzig grünen Bildungen ähnlich, mit denen sie verwachsen auftreten. Oft sind sie sehr getrübt durch Einschlüsse.

Grüne und braune Gebilde haben oft scharf gegen sie absetzende blaugrüne Ränder mit deutlichem Pleochroismus von blaugrün zu gelblich oder farblos. Die Doppelbrechung ist schwach. Auch im Kern treten diese blaugrünen Partien auf und sie werden manchmal zu selbständigen Gebilden.

Endlich ist noch ein Zersetzungsprodukt zu erwähnen, welches den Olivin auf Rissen durchzieht. Es ist schwach grün gefärbt und wenig pleochroitisch, parallel c grünlich, senkrecht dazu gelblich. Die Doppelbrechung ist aber auch hier sehr hoch, an Glimmer heranreichend, die Lichtbrechung hingegen sehr gering, α steht weit unter Kollolith, γ nur sehr wenig über diesem. Der negative Achsenwinkel ist sehr klein, fast 0°. Die Spaltbarkeit ist glimmerartig. Das Umwandlungsprodukt sendet von Sprüngen aus scharf begrenzte spitze Zacken in das Innere der frischen Olivinsubstanz.

Neben anderen Zersetzungsprodukten lagen ZIRKEL[6]) offenbar denen von Groschlattengrün ganz ähnliche bei seiner Beschreibung der Basaltgesteine vor. Seite 63 erwähnt er, daß in den Basalten von Oberkassel und von anderen Orten „größere, in der Mitte noch charakteristisch klare Olivine, am Rande in eine dunkelgrasgrüne polarisierende Substanz verändert sind, welche ziemlich scharf begrenzte spitze Zacken in das Innere hineinstreckt. Auch längs der Sprünge im Olivin sind die anliegenden Kristallteile in dieser Weise umgewandelt". Seine Figur 48 entspricht genau den zuletzt beschriebenen Beobachtungen von Groschlattengrün. Die gelbroten Zersetzungsprodukte, welche er S. 63 und die rotbraunen, welche er S. 65 von Steinheim bei Hanau beschreibt, kommen in Groschlattengrün nicht vor. Sie finden sich aber in weiter Verbreitung in anderen Basalten der Oberpfalz, welche später beschrieben werden sollen. Die konzentrisch-schaligen Kügelchen, welche ZIRKEL in Basalten von Paraguana und von Arthur's Seath (S. 64) beschreibt und welche später zum Delessit gestellt wurden, fehlen in Groschlattengrün.

Große Ähnlichkeit zeigen die beschriebenen Neubildungen mit den Olivinpseudomorphosen, welche nordamerikanische Petrographen als Iddingsit beschrieben. Nur muß man bedenken, daß LAWSON[7]), der diese neue Mineralspezies aufstellte und sie als eine ursprüngliche Ausscheidung aus dem Magma betrachtete, verschiedenartige Bildungen in diesem Namen vereinigte. Es lagen zweifellos einerseits die rotbraunen Olivinpseudomorphosen vor, wie sie IDDINGS[8]) beschrieb: Die Fasern sind zuerst hellgelb. Mit dem Fortschritt der Zersetzung wird die Faser rotbraun oder blutrot. Er identifiziert diese Neubildung mit den soeben erwähnten Umwandlungen ZIRKEL's in Basalten von Steinheim b. Hanau. LAWSON spricht (a. a. O. S. 33) von einer tief-kastanienbraunen Farbe und er weist hin auf die „Minéraux des Roches" von MICHEL LÉVY und LACROIX, Paris 1888, S. 248, wo als Umwandlungsprodukt des Olivins ein

---

[6]) FERD. ZIRKEL, Untersuchungen über die mikroskopische Zusammensetzung und Struktur der Basaltgesteine. Bonn 1870.

[7]) ANDR. C. LAWSON, The Geology of Carmelo Bay. Bull. of the Departement of Geology, University of California, Bd. I, 1893, S. 31 ff.

[8]) J. P. IDDINGS, Geology of the Eureka Distrikt. U. S. Geol. Surv. Mon., Bd. XX, 1892, S. 388—390.

„corps ferrugineux, rouge par transparence" beschrieben wird, eine Bildung, welche MICHEL LÉVY[9]) später als „minéral rouge" eingehender schildert. Neben diesem rotbraunen Umwandlungsprodukt fand LAWSON andererseits auch grüne Bildungen, welche mit denen von Groschlattengrün Ähnlichkeit haben. Die vorherrschende Farbe ist nach LAWSON zwar tief-kastanienbraun, aber in einigen Fällen ist das Mineral hellgelblich-grün, während es im übrigen dieselben Eigenschaften beibehält, wie das braune Mineral (a. a. O. S. 37). Manche Kristalle von Iddingsit umschließen in ihrem Zentrum eine grünliche fasrige Bildung, welche schwach polarisiert, manchmal praktisch isotrop ist, oder Aggregatpolarisation zeigt. Die Randpartien sind echter Iddingsit. In anderen Fällen ist der ganze Olivinkristall ersetzt durch das grüne Mineral, manchmal auch ist der Iddingsit grün geworden, ohne seine bezeichnenden optischen Eigenschaften zu verlieren (S. 38). Diese optischen Eigenschaften sind aber dieselben, wie sie bei den Umwandlungen der Olivine von Groschlattengrün beobachtet wurden: Lichtbrechung gering, hohe Doppelbrechung, kleiner negativer Achsenwinkel (a. a. O., S. 34).

BEMROSE[10]), welcher sich sehr eingehend mit Olivinpseudomorphosen in englischen Doleriten und mit dem Iddingsit beschäftigt, unterscheidet zwei verschiedene Ausbildungen. Bei der Pseudomorphose nach Olivin von Potluck ist dieser verdrängt durch ein blättriges, grünlich-gelbes oder rötlich-braunes dichroitisches Mineral (S. 613), welches demnach dem „roten Mineral" MICHEL LÉVY's nahesteht. Bei Peak Forest aber ist die Pseudomorphose teils blättrig, teils fasrig, und im weniger veränderten Gestein sind manche der größeren Olivine ganz ersetzt durch ein blaßgrünliches Mineral. Hier kommen im selben Olivin zwei verschiedene Ausbildungen nebeneinander vor: Die eine ist dunkelgrün in der Richtung der Spaltrisse, senkrecht dazu gelblich, die andere ist parallel den Spaltrissen bläulich-grün, senkrecht dazu ebenfalls gelblich, beide löschen gleichzeitig aus, parallel den Spaltrissen. Der Achsenwinkel ist sehr klein, der Charakter negativ, Doppelbrechung ziemlich hoch (S. 615).

---

9) A. MICHEL-LÉVY, Le Mont Dore et ses alentours. Bull. de la Soc. Géol. de France, 1890, S. 831.

10) H. H. ARNOLD BEMROSE, On the Microscopical Strukture of the Carboniferous Dolerites and Tuffs of Derbyshire. The Quarterly Journal of the Geol. Society, London 1894, Bd. L, S. 603 ff.

BEMROSE betrachtet die Pseudomorphose von Peak Forest als einen weniger umgewandelten, die von Potluck als den stärker veränderten Olivin (S. 616 und 619), ähnlich wie ZIRKEL[11]) bei offenbar ähnlichen Umwandlungen von Olivin. Beide Pseudomorphosen haben nach BEMROSE dieselben Eigenschaften, nur in der Farbe unterscheiden sie sich, welche rot oder grün oder gelb bei der von Potluck ist, bei der Pseudomorphose von Peak Forest hingegen nur grün und gelb.

Beim Vergleich mit dem Iddingsit LAWSON's findet BEMROSE Verschiedenheit in der optischen Orientierung im Vergleich mit Olivin und in der chemischen Zusammensetzung, welche nach LAWSON Fe, Ca, Mg und Na aber kein Al ergab, während in der Pseudomorphose von Potluck verhältnismäßig viel Eisenoxyd, ziemlich viel Al, wenig Mg, K und Na gefunden wurde (S. 618). BEMROSE kommt deshalb zu dem Schlußsatz: „At present J prefer to call it a mica — like mineral, replacing olivine". (S. 620.)

BECKE[12]) beschrieb eine „mit Iddingsit gleiche oder nahe verwandte" Umwandlung des Olivins von gelblichgrüner Farbe mit vollkommener Spaltbarkeit und starker Doppelbrechung. STARK[13]) fand in den Euganeen verschiedene Neubildungen in Olivin, von denen eine häufig auftretende gelbe bis gelblich-grüne, einachsig negative, mit der Doppelbrechung des Augits und Lichtbrechung unter Kanadabalsum hier in Frage käme. HIBSCH[14]) beobachtete in böhmischen Basalten öfters Iddingsit, unter dem er stets das „rote Mineral" zu verstehen scheint und außerdem neben Serpentin auch „Chlorit": smaragdgrüne oder apfelgrüne Fasern und Blättchen mit schwacher Doppelbrechung und schwachem Pleochroismus: $\mathfrak{a}$ dunkelgrün, $\mathfrak{c}$ hellgrün, Lichtbrechung etwa 1.57[15]). Einmal waren die drei Umwandlungsprodukte in einem Individuum vereinigt. Im Kern Serpentin, dann Iddingsit, am Rande Chlorit.[16])

---

[11]) H. ZIRKEL, Basaltgesteine, S. 64 und 65.

[12]) E. BECKE, Gesteine der Columbretes. TSCHERM. Mineral. u. petrogr. Mitt., Bd. XVI, 1897, S. 311.

[13]) M. STARK, Geolog. petrograph. Aufnahme der Euganeen. TSCHERM. Mineral. u. petrogr. Mitt., Bd. XXVIII, 1908, S. 410 ff.

[14]) J. E. HIBSCH, Geol. Karte des Böhmischen Mittelgebirges. TSCHERM. Mineral. u. petrogr. Mitt. in verschiedenen Bänden.

[15]) A. a. O., Blatt IX, Leitmeritz-Triebsch, Bd. XXXII, 1913, S. 64.

[16]) A. a. O., Blatt VIII, Umgebung von Salesel, Bd. XXXIV, 1917, S. 38.

Diese Zusammenstellung zeigt, in wie mannigfaltiger Weise die Umwandlung des Olivins vor sich gehen kann. Fast jeder Fundort hat seine Eigentümlichkeiten und es ist unmöglich, alle diese Bildungen unter einem zutreffenden Namen zu vereinigen, wenn sie auch zweifellos alle einander sehr nahestehen. Bezeichnet man sie mit dem Namen Iddingsit, so muß man sich vergegenwärtigen, daß dieser Name nur als Notbehelf angesehen werden kann und streng genommen nur den braunroten Neubildungen beigelegt wurde. Ein Versuch, die Neubildungen einer eingehenden chemischen Untersuchung zugänglich zu machen, scheiterte an der Kleinheit der Pseudomorphosen, welche sich aus dem Gestein nicht isolieren lassen.

Aus diesem Grunde muß man wohl auch die so sehr verschiedenen chemischen Ergebnisse, über welche nach LAWSON und BEMROSE soeben berichtet wurde, mit sehr großer Vorsicht aufnehmen.

Augiteinsprenglinge sind im Gegensatz zu den Olivinen auffallend selten. Es gibt Schliffe, in denen kein einziger neben den zahlreichen Olivinen sich findet, und wenn einmal ein oder zwei große Augitindividuen in einem Schliff auftreten, so möchte man sie wegen ihrer Größe und unregelmäßigen Umgrenzung eher für Bruchstücke aus einem Pyroxenit halten. Es sind dann rötlich-violette Titanaugite mit sehr schwachem, selten etwas deutlicherem Pleochroismus, mit Zonar- und Sanduhrstruktur und sehr starker Dispersion, besonders um die B-Achse.

Die Grundmasse stellt ein feinkörniges holokristallines Gemenge von Augit, Magnetit und Nephelin dar. Der Augit nimmt wohl den größten Raum ein, bildet teils winzige Mikrolithen mit guter Umgrenzung, teils unregelmäßige Lappen. Es ist brauner Titanaugit. Dazwischen liegen zahlreiche größere oder kleinere Magnetitoktaeder, die kleinen manchmal in solcher Menge, daß sie das Gestein ganz schwarz färben. Der Nephelin tritt in sehr zahlreichen kleinen Nestern, in denen gewöhnlich mehrere, verschieden orientierte Individuen liegen, ohne jede Kristallform auf. Rechteckige Leisten und sechsseitige Querschnitte, welche MERKEL[17]) erwähnt, konnten niemals beobachtet werden, obschon sehr viele Dünnschliffe untersucht wurden. An Einschlüssen von Augitmikrolithen und Apatit ist der Nephelin reich. Meistens ist er sehr frisch, nur

---

[17]) A. a. O., S. 18.

selten ein wenig getrübt. Zersetzungen in Zeolithe oder ähnliche Umwandlungen kommen nicht vor. Apatit scheint selten zu sein. Es ist nicht immer leicht, die sehr kleinen Kriställchen von den ebenso kleinen Augitmikrolithen zu unterscheiden. Die chemische Analyse ergibt nur wenig P_2O_5.

Häufig kommt Biotit vor in ziemlich zahlreichen Leisten oder formlosen Fetzen, welche besonders gern in den Nephelinnestern liegen und oft erfüllt sind von den Grundmasse-Gemengteilen. Er ist sehr intensiv rötlich-braun gefärbt, hat sehr starken Pleochroismus bis hellgelb quer zur Längserstreckung, die Auslöschung weicht um wenige Grade von der Parallelen ab. Der Achsenwinkel ist für Biotit auffallend groß, wie gewöhnlich in echten Natrongesteinen, die Dispersion bedeutend.

Glas wurde in normalen Basalten niemals beobachtet.

Es ist also das Gestein von Groschlattengrün ein sehr nephelinreicher Nephelinbasalt. Das daraus sich ergebende Vorherrschen des Natrium unter den Alkalien kommt auch in der Gesamtanalyse zum Ausdruck, welche von Dörr[18]) ausgeführt wurde. Er fand:

SiO_2	38,00 %
TiO_2	3,49 %
P_2O_5	0,32 %
Al_2O_3	11 85 %
Fe_2O_3	7,77 %
FeO	5,85 %
MnO	0,29 %
CaO	14,52 %
MgO	11,89 %
K_2O	1,95 %
Na_2O	3,92 %
Wasser- und Glühverlust	1,13 %
	100,98 %

Die ganze Basaltmasse des großen Steinbruchs ist offenbar aus einem Gusse entstanden. Die vielen Dünnschliffe, welche untersucht wurden, zeigen alle denselben Charakter. Überall die gleichen Bestandteile in ähnlicher Ausbildung und im selben Mengenverhältnis. Wenn Rosenbusch[19]) behauptet, daß nach Lord bei Groschlattengrün Nephelinbasalte nur schlierenförmig im Nephelinbasanit vorkämen, so muß demgegenüber betont werden,

---

18) Aug. Dörr, A. a. O., S. 19 und 20.

19) Heinr. Rosenbusch, Mikroskopische Physiographie der Mineralien und Gesteine, 4. Aufl. Stuttgart 1905. II. 2, S. 1440.

daß weder in der Arbeit von LORD, noch in der Natur sich irgend ein Anhaltspunkt für diese Behauptung findet. Nur reine Nephelinbasalte kommen vor, keine Spur von Nephelinbasaniten im Sinne ROSENBUSCH's.

Die Einschlüsse.

Einschlüsse in den Basalten von Groschlattengrün sind häufig, erreichen aber meist nur geringe Dimensionen. Sie sind teils endogener, teils exogener Natur.

1. Die endogenen Einschlüsse

sind in der Mehrzahl Olivinfelse in der Form der Lherzolithe. Dem unbewaffneten Auge tritt der gelbgrüne Olivin am deutlichsten hervor, während man Pyroxene nur in vereinzelten Körnern erkennt, die sich makroskopisch schwer bestimmen lassen. Die Grenze gegen den Basalt ist scharf, manchmal sieht man an dieser Grenze einen feinkörnigen gelblichen Saum.

Unter dem Mikroskop erscheint teils frischer, teils schon etwas umgewandelter Olivin, ohne jede äußere Form, ziemlich reich an Glaseinschlüssen. Die Umwandlung hat hier wohl immer das grüne glimmerartige Mineral, von fast derselben Doppelbrechung wie Glimmer hervorgebracht, wie es früher beschrieben wurde. Neben dem Olivin tritt ziemlich häufig ein diopsidischer Augit auf von schwach grünlicher Farbe im Dünnschliff und einer Auslöschung von 42°. Pleochroismus fehlt. Er ist sehr reich an Glaseinschlüssen mit scharf hervortretenden Libellen; manchmal werden diese Einschlüsse so zahlreich, daß die Durchsichtigkeit des Minerals fast verloren geht. Endlich verdrängt das Glas ganz den Pyroxen und tritt in garbenförmigen Bildungen auf unter Ausscheidung von Magnetit. Es handelt sich also offenbar um eine teilweise Einschmelzung des Pyroxens durch den Basalt.

Mit dem diopsidischen Augit verwachsen, manchmal deutlich den Rand bildend, tritt auch ein Titanaugit auf, entsprechend dem im angrenzenden Basalt, mit violettem Tone, ohne merklichen Pleochroismus, aber mit deutlicher Zonarstruktur und starker Dispersion $r > v$, so daß in einem Durchschnitt senkrecht zur B-Achse keine Auslöschung eintritt, sondern Übergänge von gelben zu blauen Tönen stattfinden. Die Glaseinschlüsse fehlen hier. Die Auslöschung ist größer, der Unterschied gegen den anderen Pyroxen beträgt 5°, ja einmal 11°. Diese Titanaugit-

umhüllungen kommen nur in der Nähe des Basalts vor. Es scheint sich um eindringende Augitmasse aus dem Basalt selbst zu handeln, wie auch aus den zahlreichen Magnetitkriställchen und aus den Neubildungen von Sanidin in diesen Augiten hervorzugehen scheint.

Endlich beobachtet man noch einen rhombischen Pyroxen. Er ist im Dünnschliff farblos und ohne merklichen Pleochroismus. Es handelt sich also wohl um Enstatit. Eine Verglasung des Enstatits kommt nicht vor, wohl aber hat er manchmal einen Rand, welcher aus einem feinkörnigen Gemenge von diopsidischem Augit und stark zersetztem Olivin besteht, wohl auch das Produkt eines Umschmelzungsprozesses.

Alle Bestandteile der Einschlüsse liegen regellos nebeneinander, ohne Idiomorphismus irgend eines derselben. An der Grenze gegen den Basalt sieht man hier und da eine Anhäufung von Magnetit, und der Olivin im Olivinfels ist etwas stärker zersetzt, an anderen Stellen ist die Grenze durch nichts ausgezeichnet. Neben den größeren Olivinfelseinschlüssen sieht man auch wohl kleinere Fetzen derselben im Basalt zerstreut, offenbar sind hier die größeren Einschlüsse zerspratzt.

Nicht selten treten im Basalt außer den Olivinfelsen auch vereinzelte größere Olivinkristalle auf, freilich ohne Kristallumgrenzung; aber es sind doch einheitliche Individuen bis zu 2 cm Größe. Sie haben eine recht dunkle Farbe und im Pulver einen violetten Ton. Es handelt sich also wohl um Titanolivine. Schon mit bloßem Auge sieht man, daß die Kristallindividuen mit einem dichten grauen Rand umgeben sind, welcher sich als ein diopsidischer Augit bestimmen läßt.

Andere „Urausscheidungen" erscheinen in der Form der Pyroxenite. Auch diese sind gar nicht selten und fallen leicht durch ihre dunkle Farbe auf; man sieht nämlich einen schwarzen rhombischen Pyroxen mit lebhaft glasglänzenden Spaltflächen und daneben einen mehr graulichgrünen monoklinen Pyroxen, bei dem die Spaltflächen matt glänzen. Außerdem tritt etwas Olivin auf mit muscheligem Bruch von meist dunkler Farbe.

Im Dünnschliff tritt vor allem der rhombische Pyroxen durch seinen deutlichen Pleochroismus in braunen und grünen Tönen hervor. Es ist also hier ein Hypersthen, mit höherem Eisengehalt als der des Enstatits in den Olivinfelsen. Gewöhnlich sieht man in

ihm Lamellen eines monoklinen Pyroxens, welche durch schiefe Auslöschung und höhere Doppelbrechung auffallen und manchmal auch zu größeren Individuen werden. Sie laufen den recht vollkommenen Spaltrissen nach dem Prisma parallel. Umrandet ist der Hypersthen stets mit einer unter einem Millimeter breiten Zone eines sehr feinkörnigen Olivins, im Innern aber ist er vollkommen frisch.

In ungefähr derselben Menge wie Hypersthen kommt ein monokliner Pyroxen vor, ein diopsidischer Augit, von denselben Eigenschaften wie im Lherzolith: Auch hier ist er stark angeschmolzen und mit Glaseinschlüssen erfüllt. Er enthält Lamellen und auch größere Einschlüsse des rhombischen Pyroxens, parallel den prismatischen Spaltrissen eingelagert.

Diese Lamellen von Hypersthen in Diopsid und von Diopsid im Hypersthen können als eine Bestätigung der zuerst von GROTH[20]) aufgestellten und von ZAMBONINI[21]) weiter entwickelten und begründeten Theorie angesehen werden, nach welcher Enstatit und Hypersthen nicht rhombisch kristallisieren, vielmehr ihre pseudorhombische Form durch submikroskopische Lamellen eines monoklinen Pyroxens hervorgebracht wird.

Der Olivingehalt wechselt, so daß man alle Übergänge vom Websterit zum Lherzolith beobachten kann.

Wie neben dem Olivinfels einzelne Olivinkristalle im Basalt auftreten, so findet man auch einzelne Individuen von Hypersthen und von diopsidischem Augit. Ersterer hat dann einen Olivinrand, letzterer geht unvermittelt in den Basalt über. Der Olivinrand zwischen Basalt und Hypersthen ist in einem Fall fast 2 mm breit. Dann folgt auf den Basalt zu eine sehr schmale Zone von bräunlichem monoklinen Pyroxen. Auch auf Sprüngen dringt der Olivin in den Hypersthen ein.

2. Exogene Einschlüsse.

a) granitischen Ursprungs.

Unter den fremdartigen Einschlüssen der Basalte der Oberpfalz spielen naturgemäß die aus dem durchbrochenen

---

[20]) P. GROTH, Einleitung in die chemische Kristallographie. Leipzig 1904, S. 7. Chemische Kristallographie, 2. Teil. Leipzig 1908, S. 230.

[21]) F. ZAMBONINI, Die morphotropischen Beziehungen zwischen Enstatit, Diopsid, Hedenbergit, Aegirin und Spodumen. Zeitschr. für Kristallographie, 1909, Bd. 46, S. 1 ff.

Granitmassiv eine wichtige Rolle. Diese sind es hauptsächlich, welche von EGENTER[22]) beschrieben wurden. Bei Groschlattengrün, von wo, wie es scheint, EGENTER kein Material vorlag, handelt es sich nicht, wie bei den häufigen Einschlüssen von Triebendorf, um große Granitbruchstücke, sondern um meist kleine, nur wenige Zentimeter große Einschlüsse, welche infolgedessen auch sehr stark umgewandelt wurden. So kommt es, daß man in diesen, auch noch mit fremdartigen Neubildungen oft ganz durchsetzten Einschlüssen, kaum noch einen Granit vermuten würde. Nur ein größeres Stück liegt vor. Aber auch dieses zeigt in seinem äußeren Habitus kaum etwas von Granit, dessen Bestandteile indes unter dem Mikroskop sich gut erkennen lassen.

Mit bloßem Auge sieht man bei diesem in der weißen und grünlichen Masse glasglänzende Quarze und Spaltflächen von frischem Feldspat. Daneben ein weiches mattgrünes Mineral ohne Kristallform von dichtem Aussehen und fettig anzufühlen.

Unter dem Mikroskop erscheint zunächst ein Orthoklas mit Perthitschnüren, ziemlich stark getrübt. Er hat einen sehr kleinen, negativen Achsenwinkel, fast 0°. Neben ihm sieht man sehr frischen Plagioklas mit gut ausgebildeten Zwillingslamellen nach Albit- und Periklingesetz. Da seine Lichtbrechung bedeutend über der der Einbettungsmasse liegt und die Auslöschung auf Schliffen senkrecht a 22—25° beträgt, so handelt es sich um einen ziemlich basischen Andesin. An einer Stelle dringt eine Apophyse des Basalts in den Einschluß. Hier sieht man nun, wie der Andesin einen schmalen Saum eines sehr schwach lichtbrechenden Feldspats ohne Zwillingslamellen bekommt. Es kann, nach Analogie mit später zu erwähnenden Beobachtungen, nur ein Sanidinrand sein. Der Quarz ist frisch, wenig kataklastisch. Vom Glimmer findet man nichts mehr, doch sieht man zerfaserte Gebilde in der Form, wie in den Graniten der Glimmer auftritt, die aus Sillimanitfasern mit etwas grünem Spinell bestehen. Spinell in zahlreichen Oktaëderchen sieht man auch an anderen Stellen, zusammen mit kleinen Andesinleisten und den gelblich-grünen Zersetzungsprodukten des Olivins, wie sie früher beschrieben wurden.

---

[22]) PAUL EGENTER, Einschlüsse in Basalten der Oberpfalz. Berichte des Naturwissenschaftlichen Vereins zu Regensburg, XIII. Heft, 1910 und 1911, S. 1—11.

Das makroskopisch weiche, grünliche Mineral durchzieht alle übrigen Bestandteile und fällt auf durch seine radialfasrige, schalige Struktur. Es sieht makroskopisch wie mikroskopisch einem Kerolith sehr ähnlich. Außerdem ist, ebenfalls durch den ganzen Einschluß zerstreut, ein rhomboedrisches Karbonat in meist größeren Stücken vorhanden.

Die kleinen granitischen Einschlüsse sind wohl umgrenzt und heben sich scharf von dem dunklen Basalt ab. Sie sind weiß, manchmal mit violetten und grünen Flecken. Der glasige Quarz, hier und da violett gefärbt, tritt am meisten hervor. Daneben sieht man einen trüben Feldspat und ein weißliches bis grünliches radialfasriges Mineral, welches sich als Natrolith bestimmen ließ, und dann noch das weiche, grünliche bis fast farblose, kerolithähnliche Mineral, das manchmal kleine Kügelchen bildet.

Unter dem Mikroskop zeigt jeder Schliff seine Eigentümlichkeiten, wenn auch manche Züge gemeinsam sind. In allen Schliffen tritt der Quarz am meisten hervor. Er ist trübe und reich an Einschlüssen. Viele Risse durchziehen ihn, so daß größere, einheitliche Individuen in zahlreiche kleinere Stücke zerlegt sind, welche durch die gleichzeitige Auslöschung ihre Zusammengehörigkeit beweisen. Es liegt hier wohl eine Hitzewirkung vor. Die Risse sind manchmal erfüllt mit einer schwach lichtbrechenden Glasmasse, die aber fast immer etwas Doppelbrechung zeigt. Manchmal ist der Quarz zum größten Teil zu einem kryptokristallinischen Aggregat geworden, welches wirrfasrig ist, wie es scheint etwas schwächer das Licht bricht als Quarz, aber eine etwas höhere Doppelbrechung hat. Die Fasern sind positiv. Mit Ölimmersion konnte ein Achsenbild beobachtet werden, welches ganz oder nahezu einachsig positiv war. Die Achse bzw. die erste Mittellinie läuft parallel den Fasern. Es könnte wohl eine der fasrigen Varietäten der Kieselsäure sein, dem Chalcedon ähnlich, vielleicht ein Entglasungsprodukt des Glases. Für Tridymit ist die Doppelbrechung zu hoch.

Der Feldspat kommt in einigen Schliffen nur ganz vereinzelt vor, in anderen ist er häufig. Der Kalifeldspat zeigt gewöhnlich die Perthitstruktur noch recht deutlich. Sein negativer Achsenwinkel ist stets angenähert 0°, er ist also, wohl durch die Hitze, oder vielleicht auch durch Aufnahme von Na, zu Sanidin geworden. Starke Trübung ist die Regel. Als Plagioklas tritt ein gut zwillings-

lamellierter Andesin auf, die Lamellen nach Albit- und Periklingesetz zeigen sich oft gleich deutlich. Die Auslöschung senkrecht a beträgt 22° und noch mehr, so daß er sich wohl schon dem Labrador nähert. Er ist in den meisten Fällen noch recht frisch. Ganz gewöhnlich ist er mit einem Rand von Sanidin umgeben, welcher sich durch die schwache Lichtbrechung und das Aufhören der Zwillingslamellen deutlich abhebt. Daß es wirklich Sanidin ist, zeigt die Übereinstimmung in der Lichtbrechung mit anstoßendem Orthoklas und der sehr kleine negative Achsenwinkel. Auch ins Innere der Plagioklase dringt dieser Sanidin auf Sprüngen ein. Ja, manchmal sind die Plagioklaskristalle in mehrere Teile zerlegt, die in frischen Sanidin eingebettet erscheinen, und ein großer Teil des Plagioklases ist in diesen umgewandelt. Es handelt sich also hier um eine Anschmelzung des Plagioklases, bei der eine Sanidinneubildung stattfand. Deshalb zeigen auch die Plagioklase oft abgerundete Formen. Auch der ursprüngliche Kalifeldspat zeigt manchmal diese Abrundung infolge von Anschmelzung und hat dann einen frischen Sanidinrand, während der Kern trübe geblieben ist, aber den kleinen Achsenwinkel des Sanidins zeigt.

Vom ursprünglichen Glimmer ist nichts mehr zu sehen. Doch kommen Mineralien vor, welche wahrscheinlich ihren chemischen Gehalt zum Teil aus dem Glimmer bezogen haben. So der Sillimanit, welcher teils als zerfasertes Gebilde, teils auch in größeren Individuen sich findet. Auch Rutil und Anatas, die nur in wenigen Einschlüssen vorkommen, sind wohl Nebenprodukte bei dieser Umwandlung. Ersterer bildet Nester und Haufwerke von kleinen, braungelben Kriställchen. Der Anatas fällt auf durch seinen hohen Pleochroismus. Die Querschnitte sind fast undurchsichtig, die Längsschnitte parallel den deutlichen Spaltrissen tiefgrün, senkrecht dazu gelb. Pyrit in sehr gut umgrenzten Oktaëderchen, die selbst im Dünnschliff noch körperlich erscheinen, ist in allen Einschlüssen sehr häufig, er ist gern mit Anatas verwachsen. Nicht selten sieht man auch Fetzen von Kalzit ohne Kristallform. Der Spinell, welcher sonst in derartigen Einschlüssen so häufig ist und auch aus dem größeren beschrieben wurde, fand sich in den kleineren nicht. Ebenso vermißt man den Cordierit gänzlich.

Fast in allen Einschlüssen spielen noch zwei Mineralien eine große Rolle, die auch makroskopisch deutlich hervor-

treten, der Natrolith und das weiche, radialfasrige, kerolithähnliche Mineral, das eben schon erwähnt wurde. Beide sollen später ausführlicher beschrieben werden.

Von besonderem Interesse ist bei all diesen Einschlüssen die Kontaktzone. Zunächst zeigt sich im Basalt mit der Annäherung an den Einschluß eine Änderung. Sie beginnt mit einer 1—2 mm breiten Zone, parallel dem Einschluß verlaufend, in welcher der Olivin des Basalts stärker zersetzt ist als im normalen Basalt. Außerdem ist hier mehr Magnetit und Biotit ausgeschieden, so daß schon im Handstück, noch besser aber im Dünnschliff, fürs bloße Auge diese dunkler gefärbte Zone deutlich hervortritt. Eine nun folgende Zone von etwa derselben Breite wird gebildet von einem Aggregat, bestehend aus Augitmikrolithen derselben Beschaffenheit, wie die Augite der Grundmasse, vermengt mit Magnetit und Biotit. Der Olivin fehlt dieser Zone fast ganz. Näher dem Einschluß verlieren die Augite ihre bräunliche Farbe, im Dünnschliff erscheinen sie farblos oder etwas grünlich, ohne Pleochroismus, werden größer und nehmen deutliche Kristallform an. Im Handstück treten sie deutlich hervor, man sieht in dieser Grenzzone zahlreiche langgestreckte Kriställchen von dunkelgrüner Farbe mit den Flächen: (110, (010), (100) und (111). Die Auslöschung auf (010) beträgt 45°, es ist also vermutlich diopsidischer Augit.

Diese Augite wachsen nun in eine wasserklare Feldspatmasse hinein, welche zweifellos aus Sanidin besteht. Dafür spricht die sehr schwache Lichtbrechung, welche deutlich niedriger ist als die der Einbettungsmasse, also unter 1,535 liegt, im Pulver aber die des Zedernholzöles (1,516) ein wenig übersteigt. Auch wurde in Schnitten, welche die rechtwinklige Spaltbarkeit zeigen, ein sehr kleiner, negativer Achsenwinkel gefunden. Die Lage der Symmetrieebene läßt sich nicht bestimmen, weil Kristallumrisse fehlen. Auch die Doppelbrechung ist manchmal recht niedrig, was wiederum für Sanidin spricht.

In den meisten Fällen tritt er in wasserklaren Leisten auf, was eine Verwechslung mit Plagioklas nicht ausschließt, zumal wenn die Leisten so aneinander liegen, daß sie Zwillingslamellen vortäuschen. Eine genauere optische Untersuchung schützt vor dieser Verwechslung. Wie schon erwähnt, wachsen die Augitkristalle mit gut ausgebildeten Flächen in den Sanidin hinein und ringsum ausgebildete Kristalle schwimmen in ihm.

Es kommt aber auch häufig vor, daß der Augit einen Kern von Sanidin hat. Der Augit bildet dann bisweilen nur einen schmalen Rahmen um den Sanidin.

Manchmal ist der Sanidin sehr trübe durch Einschlüsse, welche zum Teil wohl glasige Bildungen sind. Man sieht nämlich nicht selten neben dem Sanidin oder diesen ganz vertretend eine wasserklare amorphe Masse, von derselben Lichtbrechung, wie Sanidin. Es macht den Eindruck, als ob es isotrope Sanidinsubstanz wäre, vielleicht aus jenem Stadium stammend, wo das Mineral noch nicht flüssig, aber auch nicht mehr oder noch nicht kristallinisch war, sondern isotrop, nach den Untersuchungen von DOELTER[23]). Vielleicht bewirkt eine Beimengung dieser isotropen Masse die Trübung der kristallisierten. Einmal wurde neben dem Sanidin in dieser Zone auch eine bräunliche Glasmasse beobachtet, mit schwächerem Brechungsindex als die Einbettungsmasse, also $< 1{,}535$, ein anderes Mal ein farbloses Glas von ebenfalls schwächerer Lichtbrechung. Dieses Glas fehlt dem Basalt.

Mit den farblosen oder grünlichen Augiten parallel verwachsen oder auch in selbständigen Leistchen ist Ä g i r i n nicht selten. Der Pleochroismus ist bezeichnend: $\mathfrak{a}$ tiefgrün, etwas bläulich, $\mathfrak{b}$ nur noch schwach grün, $\mathfrak{c}$ schwach gelblich. Die Doppelbrechung ist sehr hoch, $\mathfrak{c}:\mathfrak{a}$ sehr klein.

In Verbindung mit diesem Ä g i r i n , oder auch mit dem diopsidischen Augit parallel verwachsen oder meist selbständig fällt in fast allen Schliffen ein b r a u n r o t e s b i s g e l b e s M i n e r a l auf, das sonst zu den seltenen Vorkommen gehört. Die Querschnitte mit der bezeichnenden Spaltbarkeit von nahe 120° verraten, daß es eine H o r n b l e n d e ist. Diese Querschnitte sind begrenzt von den Flächen (110) und (010) und lassen etwas schief den Austritt der Mittellinie $\mathfrak{c}$ mit großem Achsenwinkel erkennen. Die Achsenebene halbiert den stumpfen Winkel, alles Merkmale, die unbedingt auf Hornblende hinweisen. In diesen Querschnitten zeigt $\mathfrak{b}$ eine braune, oft ins rotbraune gehende Farbe, manchmal sehr intensiv, während $\mathfrak{a}$ nur noch blaßgelb (strohgelb) ist, nicht selten fast farblos erscheint.

---

23) C. DOELTER, Über die Bestimmungen der Schmelzpunkte bei Mineralien und Gesteinen. TSCHERM. Mineral. und petrogr. Mitt., Bd. XX, 1901, S. 216.
— Die Silikatschmelzen, IV. Mitteilung. Sitzungsberichte der kais. Akademie der Wissenschaften in Wien, Mathem.-naturw. Klasse, Bd. 115, 1906, S. 9.

Jene Längsschnitte, welche der Achsenebene (010) parallel liegen, zeigen schwächeren Pleochroismus: $\mathfrak{a}$ wie oben, $\mathfrak{c}$ lebhaft gelb; ihre Auslöschung konnte zu 23—25° bestimmt werden ($c : \mathfrak{c}$). Die Interferenzfarben sind nicht hoch, sie lassen auf eine Doppelbrechung schließen, welche nur sehr wenig die des Quarzes übersteigt, etwa 0,011—0,012. Sehr auffallenden Pleochroismus zeigen die Schnitte senkrecht $\mathfrak{a}$. In der Längsrichtung schwingt $\mathfrak{c}$ mit lebhaft gelben Farben, quer dazu $\mathfrak{b}$ mit seinen braunen, oft tief rotbraunen Tönen. Die Interferenzfarbe dieser Schnitte ist sehr gering. Sie zeigen den Austritt der ersten Mittellinie um einen kleinen Achsenwinkel. Seine Größe schwankt in den verschiedenen Schliffen. In einem Fall ging er für blau kaum über die Größe des Achsenwinkels von Muskovit, blieb für rot bedeutend unter diesem. Also für blau 2 V angenähert 40°. In einem anderen Schliff war der Winkel bedeutend größer, 2 V konnte man für blau wohl auf 60° schätzen. Die Dispersion ist sehr bedeutend: am konvexen Hyperbelbogen intensiver blauer Saum, also $v \geqq r$. Die optischen Merkmale der Hornblende sind also:

$\mathfrak{b} > \mathfrak{c} > \mathfrak{a}$
$\mathfrak{a}$ blaßgelb (strohgelb)
$\mathfrak{b}$ tiefbraun, oft rotbraun
$\mathfrak{c}$ lebhaft gelb
Lichtbrechung wie Hornblende
Doppelbrechung 0,011—0,012
Charakter des Minerals negativ
Charakter der Hauptzone positiv
2 V = 40—60°, $c : \mathfrak{c}$ = 23—25°
Dispersion der Achsen $v \geqq r$.

Alles dieses verweist unsere Hornblende zweifellos in die Reihe der Katophorite[24]). Wenn sie auch mit den bis jetzt beschriebenen nicht in allen Stücken übereinstimmt, so sind doch die bezeichnenden Merkmale vorhanden: Die stärkste Absorption parallel $\mathfrak{b}$ mit rotbraunen Tönen, geringere Doppelbrechung, größere Auslöschungsschiefe. Nur in der Dispersion weichen meine Beobachtungen von denen Osanns[25]) ab, da dieser bei Katophoriten von São Miguel $r > v$ fand, Brögger konnte

[24]) W. C. Brögger, Die Eruptivgesteine des Kristianiagebiets, I. Kristiania 1894, S. 27 ff.
[25]) A. Osann, Über Sanidinite von São Miguel. N. Jahrb. f. Min., 1888, I., S. 121.

darüber keine Beobachtungen anstellen. Eine Isolierung der Hornblende zur chemischen Untersuchung ist bei der Kleinheit der Individuen ganz ausgeschlossen.

Katophorit und Ägirin sind Mineralien, welche in ihrer Verbreitung auf die Natrongesteine beschränkt sind. Es ist deshalb von ganz besonderer Bedeutung, daß sie gerade hier in der Grenzzone der granitischen Einschlüsse sich gebildet haben. Da die Granite der Oberpfalz, die Kristallgranite GÜMBEL's, aus denen die Einschlüsse stammen, normale Granite sind, so müssen die natronhaltigen Mineralien, Ägirin und Katophorit, offenbar unter dem Einfluß des Basalts entstanden sein und sie beweisen dadurch aufs neue, daß der Basalt von Groschlattengrün einem natronreichen Magma entstammt, beweisen also seine Zugehörigkeit zur Reihe der Natrongesteine, was außerdem aus dem Nephelinreichtum und dem hohen Natriumgehalt der Analyse hervorgeht.

Fast dieselbe Mineralkombination wie in der beschriebenen Grenzzone beobachtete OSANN in den Sanidiniten von São Miguel[26]): ein farbloser Augit verwachsen mit Ägirin, eine katophoritähnliche Hornblende, ebenfalls mit Ägirin und Augit verwachsen und alles dieses in einer Sanidinmasse.

v. FOULLON[27]) fand bei Graniteinschlüssen in böhmischen Basalten eine ähnliche Grenzzone, wo neben Augit in großen Individuen, auch Hornblende auftritt „mit einem Farbenwechsel zwischen gelblich-braun und einem Dunkelbraun, das einen Stich ins Kupferrote besitzt, manche Partien sind ausgesprochen violettbraun". S. 609. Leider fehlen andere Angaben.

M. BAUER[28]) beschreibt aus „Feldspateinschlüssen" im Basalt des Stempels bei Marburg Glaukophan (S. 247) und Glaukophan oder eine ähnliche blaue Hornblende oder die fasrige Ausbildung des Glaukophans: Krokydolith. (S. 252.)

---

[26]) A. a. O., S. 121 ff.

[27]) H. B. v. FOULLON, Über Graniteinschlüsse im Basalt vom Rollberg bei Niemes in Böhmen. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst., Wien 1888, Bd. 38, S. 603 ff.

[28]) M. BAUER, Der Basalt vom Stempel bei Marburg und einige Einschlüsse in demselben. Neues Jahrb. f. Min., 1891, II., S. 247 ff.

b) Sandsteineinschlüsse.

Wie bei den Graniten liegen auch bei den Sandsteinen nur wenige größere Einschlüsse vor, meist handelt es sich um einige Zentimeter große Bruchstücke. An einem größeren Einschlusse erkennt man die Sandsteinstruktur schon makroskopisch: Quarzbruchstücke liegen in einer weißen zerreiblichen, nicht näher bestimmbaren Masse. Im Dünnschliff sieht man neben wenigen Feldspatstückchen viel Quarz, dessen klastische Form auf den ersten Blick auffällt, in eine amorphe Masse eingebettet. Diese, bräunlich gefärbt, ist stärker lichtbrechend als Kollolith, aber etwas schwächer als Quarz und Nelkenöl. Der Quarz hat vielfach einen isotropen farblosen Rand von sehr schwacher Lichtbrechung, die noch unter Zedernholzöl (1,516) liegt. Die isotrope Bildung dringt auch auf Sprüngen in den Quarz ein.

Es handelt sich bei diesem Gestein ursprünglich offenbar um einen ziemlich grobkörnigen Sandstein mit tonigem Bindemittel. Letzteres wurde zu der braunen amorphen Masse, während der Quarz an den Rändern zu einem farblosen Glase umgeschmolzen wurde, welches, weil kieselsäurereicher, schwächer lichtbrechend ist.

Die kleinen Einschlüsse, ganz vom Basalt umschlossen, sind dichte Gebilde von grauer, wohl auch etwas violetter Farbe, in denen man makroskopisch nur hie und da Bruchstücke von Quarz aus der dichten Masse sich abheben sieht. Zum Teil haben sie in ihrem Aussehen den Charakter eines Basaltjaspis. Im wesentlichen sind sie unter dem Mikroskop dem eben beschriebenen Sandstein ähnlich: eine bräunliche, amorphe Grundmasse, häufig mit viel Magnetit, in der angeschmolzene Quarzstücke schwimmen. Doch ist diese Anschmelzung nicht immer zu beobachten. Nur wenige Millimeter vom Basalt sind die Quarze manchmal schon ganz unverändert.

Die amorphe bräunliche Masse sowohl wie das Glas und die Quarzkörner sind nicht selten umgewandelt. Einmal ist es ein Entglasungsprodukt von schwacher Licht- und etwas höherer Doppelbrechung, wie es auch in den Quarzen der Graniteinschlüsse vorkam und dort als kryptokristallinische Kieselsäure gedeutet wurde. Ein anderes Mal ist das farblose Glas zum Teil durch Kalzit ersetzt, während ein anderer Teil noch frisch erhalten blieb. Auch die amorphe, braune Zwischenmasse wurde in der Nähe des Basalts zu Kalzit umgewandelt, wobei die Struktur

erhalten blieb, so daß man im gewöhnlichen Licht die amorphe Bildung vom Kalzit kaum unterscheiden kann.

Die Änderungen des Basalts in der Nähe des Einschlusses sind den bei den granitischen Einschlüssen beschriebenen ähnlich. Ebenso ist die Grenzzone zwischen Basalt und Einschluß gleich, doch gewöhnlich nicht so typisch entwickelt wie dort. Der Sanidin ist immer vorhanden, manchmal begleitet von Ägirin und Katophorit, manchmal fehlt eines dieser Mineralien oder beide. In einem Schliff treten auch Spinelloktaederchen im Sanidin auf.

Sehr schön ist ein kleiner Einschluß eines Basaltjaspis mit seiner Außenzone. Der dichte, in der Mitte grauviolette Einschluß, grenzt mit einem weißen Rand an den Basalt. Dann folgt innen eine dunkelgraue Zone, dann eine hellgraue, dann wieder eine dunkelgraue und nochmals ein hellerer Streifen. All diese Zonen sind je unter einem Millimeter breit. Die grauviolette Masse bildet den Kern. Im Dünnschliff besteht die weiße Randzone hauptsächlich aus trübem Sanidin mit etwas Zeolith (wahrscheinlich Phillipsit) und einigen Fetzen Karbonat. Die folgenden Zonen unterscheiden sich vom Kerne nur durch die Färbung. Es ist hauptsächlich die schon beschriebene amorphe Zwischenmasse mit wenigen Quarzbruchstücken, die auch hier einen isotropen Rand haben. Die Zwischenmasse ist teils heller, teils dunkler braun gefärbt, die helleren Partien sind nicht mehr ganz amorph, sie zeigen etwas Aggregatpolarisation, bilden also wohl einen Übergang zu dem glasartigen Zustand, wie er sonst beobachtet wurde, ein Email, welches entweder eine Vorstufe zur glasigen Entwicklung darstellt oder eine Rückentwicklung, eine Entglasung. Letzteres ist wohl wahrscheinlicher, weil diese Stellen näher beim Basalt liegen, also eher verglast werden mußten, als der glasartige Kern.

Schürmann[29]) beschreibt ähnliche Einschlüsse aus rheinischen Basalten. Er erwähnt (S. 17 und 18) einen Sandstein mit tonerdereichen Beimengungen, welcher makroskophisch grauviolett aussieht. Die tonige Substanz ist mit Quarz zu einem Glase eingeschmolzen, aus dem sich reichlich

---

[29]) E. Schürmann, Die im Basalt des Finkenbergs bei Bonn vorkommenden sedimentären Einschlüsse und ihre Veränderung durch die Einwirkung des Basalts. Inauguraldissertation, Bonn 1913. (Sonderabdruck aus „Steinbruch und Sandgrube“, Jahrg. 1913; Halle a. S.)

Spinell und Sillimanit ausgeschieden haben. Nahe beim Basalt nimmt der Feldspat zu, vermischt mit braunem Pyroxen von starkem Pleochroismus, oft verwachsen mit lichtgrünem. Auch fand er barkevikitartige Hornblende unter den neugebildeten Mineralien. In einem anderen Handstück ist „der Einschluß mit einem 10 mm breiten Feldspatsaum umgeben. Der Feldspat ist monokliner Alkalifeldspat“ (S. 18), in ihm sind Spinelle eingelagert. Außerdem findet man Rutil und Biotit. Die barkevikitartige Hornblende ist noch mehreremale aus der Grenzzone erwähnt, so Seite 14 als Neubildung aus Tongesteinen. Über den Feldspatsaum sagt er Seite 8: „Höchstwahrscheinlich handelt es sich um Orthoklas oder Sanidin, auf jeden Fall um einen monoklinen Alkalifeldspat“. Auch die Verdrängung des Glases durch Karbonate kommt nach SCHÜRMANN vor (S. 12).

c) Einschlüsse kalkhaltiger Gesteine.

Sehr oft findet man in den Basalten Kalkspat in Hohlräumen. Häufig handelt es sich um zweifellose Neubildungen in Mandelräumen des Basalts oder in beliebigen Einschlüssen. Es liegen aber auch Proben vor, bei denen man an Umwandlung eines sedimentären Kalksteins denken muß.

Im Handstück sieht man bei diesen hauptsächlich Kalzit, teils grobkristallinisch, teils dicht, welcher einer grünlichen, weichen Masse aufsitzt, oder man beobachtet diese grüne Masse und in ihr eingebettet Kalzit. Unmittelbar auf dem Basalt liegen auch wohl zahlreiche Kriställchen von grünem Augit in Sanidin.

Unter dem Mikroskop treten im Basalt dieselben Umwandlungserscheinungen hervor, wie sie bei den granitischen Einschlüssen beschrieben wurden. Der Olivin ist sehr stark in der früher beschriebenen Weise zersetzt, manchmal hat Kalzit seine Form erfüllt. Die Grenzzone enthält Sanidin, leistenförmig entwickelt, auch wohl radialstrahlig angeordnet, in dem auch hier gut umgrenzte Augite schwimmen, dann Ägirin und teils gut entwickelten Katophorit. In dieser Zone und im Einschluß selbst ist das grünliche kerolithähnliche Mineral mit schwacher Lichtbrechung sehr verbreitet, teils in radialstrahligen Fasern von ziemlich hoher Doppelbrechung, teils in isotropen Aggregaten.

Der Einschluß selbst beginnt in einem Falle mit größeren Kalzitindividuen neben dem radialfasrigen Mineral, dann folgt in Zickzackwindungen ein unter einem halben Millimeter breites Band einer fasrigen Kalzitausscheidung, einer Befestigungsmauer vergleichbar. Zu beiden Seiten, auffallender an der Basaltseite, hat diese „Mauer" einen trüben Saum. Nach der Struktur könnte man an Aragonit denken, dagegen spricht aber die Einachsigkeit. Nach außen hin herrscht dann neben dem seltenen kerolithähnlichen Mineral der Kalzit, welcher aber hier meist dicht ist; nur an den dünnsten Schliffstellen wird er durchsichtig und läßt sich als Kalzit bestimmen. Grobkörniger Kalkspat durchsetzt diese dichte Masse in ganz unregelmäßiger Weise. Ein andermal besteht der ganze Einschluß aus ziemlich feinkörnigem Kalzit mit dem grünen, teils radialfasrigen, teils isotropen Mineral. Der grobkörnige Kalzit, welcher den feinkörnigen unregelmäßig durchsetzt, ist frei von diesem grünen Mineral, er ist also wohl eine jüngere Bildung.

Bei einem anderen Vorkommen sitzen auf der Grenzzone Phillipsite auf, welche, radial angeordnet, mit ihren Kristallflächen in den grobkörnigen Kalzit hineinragen.

Diese Einschlüsse waren wohl früher dichte Kalksteine, worauf die noch erhaltenen dichten Kalzitaggregate hinweisen, wahrscheinlich durch tonige Beimengungen etwas verunreinigt, welch letztere dann, wie bei den Sandsteinen mit tonigem Bindemittel, unter Einwirkung des Basalts zur Bildung von Sanidin, Ägirin und Katophorit Veranlassung gaben.

Der Kalzit scheint aber zum Teil eine spätere Neubildung zu sein; er wächst hier und da in Rhomboederform (—2 R) in den Hohlraum hinein.

Neubildungen.

Neben den Einschlüssen spielen die Neubildungen in den Basalten von Groschlattengrün eine wichtige Rolle. In Hohlräumen sieht man allenthalben Kalzit, Zeolithe und ein weiches, grünes, radialfasriges Mineral, zwischen den Basaltsäulen hat sich Phosphorit gebildet.

Von den Kalzitneubildungen wurde bei den kalkhaltigen Einschlüssen schon gesprochen; sie bieten wenig Interesse. Viel bedeutsamer sind die Zeolith-Bildungen, die deshalb eingehender besprochen werden müssen.

Phillipsit.

Ziemlich häufig findet man in Hohlräumen Kriställchen von Phillipsit in Drusenform. Sie sind 1—2 mm lang und selten bis ½ mm dick und bilden scheinbar tetragonale Prismen zweiter Stellung mit der Proteropyramide, wie sie von Annerod bei Gießen bekannt wurden.[30][31] Nach STRENG (a. a. O. S. 567) wird die rechtwinklige Säule bei den Kristallen von Annerod, das rhombische System vorausgesetzt, von den Flächen $\infty \bar{P} \infty$ zweier verzwillingter Individuen gebildet. Das entspricht aber nach einer zweiten Arbeit STRENG's[32]) im monoklinen System der Fläche $\infty P \grave{\infty}$, also der Symmetriefläche, so daß diese Form der Zwillinge viermal die Symmetriefläche nach außen kehrt. Auch darin stimmen unsere Kristalle mit denen von Annerod überein, wie die optische Untersuchung zeigt (auf allen vier Flächen tritt Mittellinie $\mathfrak{a}$ aus). Daß auch hier dieselben Zwillingsbildungen vorliegen, nämlich Zwillinge nach der Basis (001) und Zwillinge dieser Zwillinge nach dem Klinodoma (011), wie das STRENG in letzterer Abhandlung beschrieb (S. 593), zeigt ebenfalls die optische Untersuchung. Einspringende Winkel fehlen vollständig und die scheinbaren Pyramidenflächen, in Wirklichkeit monokline Prismen, zeigen eine geschlossene Rhombenform, so daß auch dadurch das Bild einer tetragonalen Kombination vervollständigt wird.

Messungen am Goniometer führten, infolge der Zwillingsbildungen, zu keinem brauchbaren Ergebnis; fast jede Fläche ergab zwei oder drei oder noch mehr Reflexe, so daß ein Vergleich unmöglich war. Da nur die Symmetriefläche nach außen liegt, so ließ sich nur der Prismenwinkel bzw. der Winkel zwischen Prismenfläche und Symmetriefläche angenähert messen; er wurde stets nahe an 120° gefunden. Daraus ergibt sich aber nur, daß die Kristalle in die Gruppe: Harmotom, Desmim, Phillipsit, gehören, bei denen dieser Winkel 120° 1′ bzw. 118° 50′ bzw. 119° 10′ beträgt. Eine nähere Unterscheidung war unmöglich. Diese aber ergibt sich mit Sicherheit aus den

---

[30]) A. STRENG, Über einige in Blasenräumen der Basalte vorkommende Mineralien. Neues Jahrb. f. Min., 1874, S. 566.

[31]) LUDWIG LANGEMANN, Beiträge zur Kenntnis der Mineralien Harmotom, Phillipsit und Desmin. Neues Jahrb. f. Min., 1886, II, S. 120.

[32]) A. STRENG, Über die Kristallform und die Zwillingsbildungen des Phillipsit. Neues Jahrb. f. Min., 1875, S. 590.

optischen Eigenschaften und in bezug auf Harmotom auch chemisch, da Ba fehlt.

Optische Untersuchung an ganzen Kristallen ist wegen der vielfachen Überlagerung verschieden angeordneter Lamellen unmöglich. Deshalb stellte ich orientierte Schliffe von Kristallen her. Selbst in diesen waren es nur einzelne Lamellen, welche eine exakte Auslöschung zeigten. Diese Lamellen traten dann beiderseits einer Zwillingsgrenze auf und zeigten, bezogen auf diese und auf die ihr parallel verlaufenden Kristallflächen, beiderseits einen Winkel von 24—25°, und zwar ist diese Auslöschungsrichtung $\mathfrak{c}$. Es ist also $\mathfrak{a}:\mathfrak{c}$ = 24—25°, oder, bei einem Winkel β von 55½°, $\mathfrak{c}:\mathfrak{b}$ = 9½—10½° nach vorn, im stumpfen Winkel β.

Auf denselben Lamellen tritt die Mittellinie $\mathfrak{a}$ aus, welche einen mittelgroßen Achsenwinkel halbiert. Dieser Winkel ist so groß, daß die Achsen noch eben am Rande des Gesichtsfeldes erscheinen; bei Pyrophyllit gehen sie im benutzten Mikroskop ein wenig weiter nach außen. Es ist somit 2 E etwas kleiner als 109°, also bei einer mittleren Lichtbrechung von 1,51 2 V = 65°, wahrscheinlich ein wenig kleiner.

Vergleicht man diese Beobachtungen mit den Beobachtungen an Phillipsiten anderer Fundorte, so liegt die erste Größe, die Auslöschungsschiefe auf (010), innerhalb der Grenzwerte, wie sie bisher bei Phillipsiten gefunden wurden. Des Cloiseaux[33]) gibt eine Zusammenstellung der fraglichen Werte. Danach ist dieser Winkel am größten beim Phillipsit von Richmond, nämlich angenähert 30°, am kleinsten bei denen von Marburg und Annerod, 14 und 15°. Fresenius[34]) maß beim Phillipsit von Nidda 21—24½°, verschieden in einzelnen Teilen der Kristalle. Trippke[35]) endlich bestimmte beim Phillipsit von Sirgwitz in Schlesien 22½° als Mittelwert.

Bezüglich des optischen Charakters weichen aber alle bisherigen Beobachtungen von den meinigen ab. Zwar

---

33) A. des Cloiseaux, Note sur les caractères optiques de la Christianite et de la Phillipsite. Bull. de la Société Min. de France, Bd. VI, 1883, S. 307.

34) W. Fresenius, Über den Phillipsit und seine Beziehung zum Harmotom und Desmin. Zeitschr. f. Kristallogr., Bd. III, 1879, S. 47.

35) P. Trippke, Beiträge zur Kenntnis der schlesischen Basalte und ihrer Mineralien. Diese Zeitschr., 1878, S. 183.

stimmen alle darin überein, daß auf der Symmetriefläche die Mittellinie $\mathfrak{a}$ austritt, daß also $\mathfrak{b} = \mathfrak{a}$ ist, aber ebenso einstimmig wird diese die zweite Mittellinie genannt. Der Charakter des Minerals ist also positiv, während er bei mir zweifellos als negativ sich ergab. DES CLOISEAUX sagt (a. a. O., S. 307): „Le plan des axes optiques et la bissectrice obtuse négative sont perpendiculaires au plan de symetrie g¹", und er betont ausdrücklich, daß es beim Harmotom umgekehrt ist: Die spitze positive Bisektrix ist senkrecht zur Symmetrieebene.

Die Größe des Achsenwinkels ist nach DES CLOISEAUX schwankend, beim Phillipsit von Richmond ist 2V = 81°, bei dem von der Somma 69°, bei dem vom Stempel bei Marburg 65° (S. 309). Nach FRESENIUS[36]) liegt die erste Mittellinie bei Kristallen von Nidda in der Symmetrieebene (in Groschlattengrün senkrecht dazu), und 2V ist ungefähr 64°. In seiner zusammenfassenden Abhandlung kommt LANGEMANN[37]) zum selben Ergebnis 2V = 64°, die optische Achsenebene senkrecht auf (010), die erste Mittellinie im Klinopinakoid.

Für die Kristalle von Groschlattengrün gilt demnach als optische Orientierung:

$$\mathfrak{a} : c = 24–25°$$
$$\mathfrak{b} = \mathfrak{a}$$
$$2E = 100–110°, \; 2V = 60–65°$$

Optischer Charakter negativ.

Aus Beobachtungen in Dünnschliffen ergibt sich nun, daß nicht alle Phillipsite von Groschlattengrün negativen Charakter haben. Mehrere Male wurde erkannt, daß die erste, spitze Bisektrix $\mathfrak{c}$ ist. Besonders gut sieht man das bei den oft zahlreichen Durchkreuzungszwillingen nach (011). Wenn von diesen ein Teil senkrecht $\mathfrak{c}$ getroffen ist, so auch der andere. Beide Zwillingsteile löschen dann gleichzeitig aus, die beiden Elastizitätsachsen $\mathfrak{a}$ und $\mathfrak{b}$ sind aber rechtwinklig gekreuzt. In diesen Durchschnitten sieht man nun in den meisten Fällen um $\mathfrak{c}$ einen großen Achsenwinkel, entsprechend dem negativen Charakter; andere aber zeigen einen mittleren Achsenwinkel, der kaum größer ist als der um $\mathfrak{a}$ bei den oben beschriebenen Kristallen, da die Achsen auch hier im Gesichtsfeld bleiben. Es ist also der Charakter dieser Phillipsite positiv

[36]) A. a. O., S. 47.
[37]) A. a. O., S. 118.

mit einem scheinbaren Achsenwinkel von 100—110° um c. Leider wurden diese Beobachtungen an Phillipsiten gemacht, die ganz in Basalt eingeschlossen sind, so daß die Herstellung orientierter Schliffe unmöglich war.

Man könnte zur Erklärung dieser Erscheinungen an eine Verlagerung der optischen Konstanten durch Erwärmen denken. Es liegen darüber mehrere Versuche vor. STADTLÄNDER[38]) erwärmte Phillipsite vom Stempel b. Marburg, und schon bei 85—90° war auf Schliffen nach (010) die Auslöschung von 14° auf 0° gesunken. Bei noch höherer Temperatur wanderten die Elastizitätsachsen nach der anderen Richtung. Mit 110° hörte die Beobachtung auf. Ähnliche Versuche machte LANGEMANN[39]) beim Phillipsit von Richmond. Bei 70° Wärme begann der Auslöschungswinkel kleiner zu werden, bei 110° war die Auslöschung parallel. Beim Phillipsit von Annerod trat auf Schliffen nach ($\bar{1}01$) bei 150° parallele Auslöschung ein, bei 156° ging die Auslöschung nach der anderen Seite (S. 125).

Wichtiger sind die Versuche RINNES.[40]) Bei schwächerem Erwärmen fand er am Phillipsit von Nidda ähnliches, wie STADTLÄNDER und LANGEMANN, außerdem beobachtete er eine Vergrößerung des Achsenwinkels um die erste Mittellinie in Schliffen senkrecht (001) und (010). Bei noch stärkerem Erwärmen nahm die Doppelbrechung ab. Auf Schliffen parallel (010) war die Auslöschung 17°, diese Richtung ist aber jetzt $\mathfrak{a}$, während sie früher $\mathfrak{c}$ war. Auf Schliffen senkrecht (001) und (010) treten fast einachsige, optisch negative Felder auf. Die erste negative Mittellinie bildet mit der Achse $\mathfrak{a}$ einen Winkel von etwa 17°, die Achsenebene liegt fast parallel (010). Es hat also eine vollständige Verlegung der optischen Konstanten stattgefunden: $a : \mathfrak{a} = 17°$, c fast parallel $\mathfrak{c}$.

Trotz alledem ist auch dadurch keine Ähnlichkeit mit meinen Beobachtungen erreicht. Beim Phillipsit von Groschlattengrün ist nur der Achsenwinkel anders, während

---

[38]) C. STADTLÄNDER, Beiträge zur Kenntnis der am Stempel b. Marburg vorkommenden Mineralien Analcim, Natrolith und Phillipsit. Neues Jahrb. f. Min., 1885, II, S. 133 und 134.

[39]) LANGEMANN, A. a. O., S. 124.

[40]) F. RINNE, Über die Umänderungen, welche die Zeolithe durch Erwärmen bei und nach dem Trübwerden erfahren. Sitzungsberichte der kgl. pr. Akademie der Wissenschaften, Berlin 1890, S. 1177—1179.

die übrigen Größen unverändert sind. Dazu kommt noch, daß alle durch Erwärmung hervorgerufenen Änderungen umkehrbar sind und der ursprüngliche Zustand wieder eintritt, wenn der Kristall von neuem Wasser aufnehmen kann. Es liegt also wohl am nächsten, an einen Wechsel in der chemischen Zusammensetzung zu denken. Leider lassen sich quantitative Analysen, die allein von Bedeutung wären, einstweilen nicht ausführen. Um einwandfreies Material zu erhalten, müßte man gut ausgebildete Kristalle zerstören. Daran fehlt es aber in entsprechender Menge.

Natrolith.

Der zweite, bisweilen gut kristallisierte Zeolith, ist ein Natrolith. Man sieht ihn in Hohlräumen in Tausenden von feinen Kristallnädelchen, welche bei einer Länge von einigen Millimetern, in der Breite unter 0,2 mm bleiben und aus einer dichten kristallinischen Natrolithmasse hervorwachsen. Die Kristalle sind seitlich von den Flächen (010) und (110) begrenzt, taflig nach ersterer. Die Endfläche ist eine stumpfe Pyramide (111). Sehr häufig sieht man radial angeordnete, seidenglänzende Fasern ohne Kristallflächen.

Die Lichtbrechung der Kriställchen ist sehr niedrig, die Doppelbrechung ziemlich hoch. Die Auslöschung parallel, der Charakter positiv, der Achsenwinkel 2 E ist nur 60—70°, sicher nicht 93—96°, wie Lacroix[41]) angibt. Brögger[42]) fand in Natrolithen von Stokö $2V = 62°$, und sein Schüler Lorenzen maß in solchen von Klein-Arö $2E = 99°$ ($2V = 62\frac{1}{2}°$). Bei einem so großen Achsenwinkel müßten die Achsen fast bis zum Rand des Gesichtsfeldes reichen. Sie bleiben aber bei den Natrolithkristallen von Groschlattengrün weit davon.

Zeigen so die Kristalle im allgemeinen die für Natrolith bezeichnenden Eigenschaften, so bieten die Natrolithe in den Dünnschliffen sehr wechselnde Erscheinungen dar. Hier sind sowohl Lichtbrechung, als Doppelbrechung und auch die Größe des Achsenwinkels bedeutenden Schwan-

---

[41]) A. Lacroix, Sur le diagnostic des zéolithes en l'absence de formes cristallines déterminables Bull. de la Société Minéral. de France, Bd. VIII, 1885, S. 333.

[42]) W. C. Brögger, Die Mineralien der Syenitpegmatitgänge der südnorwegischen Augit- und Nephelinsyenite. Zeitschr. f. Kristallogr., Bd. XVI, 1890, S. 615—617.

kungen unterworfen. Schön dort, wo die gut ausgebildeten Kristalle in ein mehr dichtes Aggregat übergehen, beobachtet man diese Schwankung. Im polarisierten Licht bieten diese Natrolithaggregate ein ungemein buntes Bild. Man sieht, wie ein scharf von Pyramidenflächen abgegrenzter Teil mit hohen Interferenzfarben plötzlich in sehr niedrige Farben umschlägt, ohne daß die Orientierung sich geändert hätte. Dieser dunklere Teil von schwächerer Doppelbrechung zeigt dann stets bedeutend höhere Lichtbrechung und einen sehr kleinen Achsenwinkel, der sich fast 0° nähert, während der Achsenwinkel des Teiles mit höheren Interferenzfarben gewöhnlich etwas größer ist, als bei Kristallen beobachtet wurde. Nicht immer ist die Grenze scharf und von Kristallflächen gebildet; sehr oft liegen die verschiedenen licht- und doppelbrechenden Teile wie Lamellen nebeneinander oder durchdringen auch einander, auch Zwischenglieder sind vorhanden von mittlerer Licht- und Doppelbrechung und mittlerem Achsenwinkel.

Oft findet man in den granitischen Einschlüssen Natrolithaggregate von einer Lichtbrechung, welche manchmal die des Kollolith (1,535) noch ein wenig übersteigt, γ ist dann höher lichtbrechend als Nelkenöl (1,54), α deutlich niedriger. In anderen Einschlüssen bleibt die Lichtbrechung unter Zedernholzöl (1,516). Die Doppelbrechung dieser Natrolithe ist niedrig, der Achsenwinkel sehr klein, sie gleichen ganz den schwach doppelbrechenden Teilen der aus den Hohlräumen erwähnten Natrolithe. Im polarisierten Licht zeigen diese Aggregate gern eine blumenkohlartige Form, indem im Innern Wucherungen hervortreten, von schwächerer Licht- und stärkerer Doppelbrechung. Auch eisblumenartige Aggregate treten auf. Makroskopisch sind diese Natrolithe radialfasrig und oft grün gefärbt, was sich im Dünnschliff in einer Trübung zeigt, deren Ursache nicht ermittelt werden konnte. In der Literatur ist meines Wissens über einen solchen Wechsel in den optischen Eigenschaften des Natroliths noch nicht berichtet worden. Man könnte auch hier an eine Mischung chemisch verschieden zusammengesetzter Teile denken.

Die Natrolithe mit radialfasriger Struktur, welche in den granitischen Einschlüssen vorkommen, sind offenbar junge Bildungen, die nach der Verfestigung des Basalts und dieser Einschlüsse entstanden. Denn sie erfüllen Hohlräume in diesen, ohne sich mit den übrigen Bestandteilen zu vermischen.

Ganz anders verhalten sich Natrolith und Phillipsit, wenn sie in größeren oder kleineren Hohlräumen des Basalts auftreten. Die Basalte in der Nähe der Zeolithe erfahren in diesem Falle eine Umwandlung ähnlich der, wie man sie bei exogenen Einschlüssen beobachtet: Auf eine Zone mit stark zersetztem Olivin und angereichertem Magnetit und Biotit folgen Aggregate von braunen Augiten, die in größere, grüne, diopsidische Augite übergehen, zum Teil als solche weiterwachsen und mit Kristallflächen in die Zeolithaggregate hineinragen. Zeolithe finden sich schon zwischen den braunen, noch mehr aber zwischen den grünen Augiten, welche stets gegen den Zeolith gute Kristallformen aufweisen. Manchmal sieht man ringsum ausgebildete größere Kristalle des diopsidischen Augits im Zeolith schwimmen. Das tritt auch im Handstück hervor: An der Basaltgrenze bemerkt man zahlreiche grüne Augitkriställchen, welche in weißen Zeolith eingebettet sind. Endlich verschwinden auch die Augite und der Zeolith wird vorherrschend und ragt mit Kristallflächen in den Drusenraum hinein.

Aus diesen Verhältnissen muß man wohl den Schluß ziehen, daß die Zeolithbildung, im Gegensatz zu fast allen bisherigen Erfahrungen, in eine frühe Periode zurückreicht, in eine Periode, in der noch Augite sich bildeten und diese sich so innig mit den Zeolithen vermischen konnten, also in jene Zeit, in welcher der Basalt noch nicht ganz verfestigt war, so daß man von einer magmatischen Ausscheidung der Zeolithe reden kann.

In der besprochenen Grenzzone tritt einmal ein Mineral auf, welches Andalusit zu sein scheint. (Lichtbrechung wie Apatit, Doppelbrechung etwas höher als Quarz, Charakter der Hauptzone negativ, negativer Achsenwinkel ziemlich groß.) Auch Pyrit tritt neben Magneteisen in die Grenzzone ein.

Phillipsit und Natrolith weisen in ihrem gegenseitigen Verhältnis keine Gesetzmäßigkeit auf. Sie kommen in diesen Hohlräumen wohl immer gemeinsam vor, ohne daß der eine gegen den anderen in Kristallform oder Häufigkeit bevorzugt wäre.

Noch ein anderer Zeolith wurde in zwei granitischen Einschlüssen beobachtet. Es scheint ein Apophyllit zu sein. Die Lichtbrechung ist schwächer als Quarz und höher als Kollolith. Die vollkommene Spaltbarkeit tritt deutlich hervor. Die Interferenzfarben sind sehr niedrig

und werden erst bei sehr starker Beleuchtung sichtbar. Sie sind auffallend anomal; preußisch blau und rostbraun, ähnlich wie bei Pennin, beide Farben kommen nebeneinander vor. In den Teilen mit blauen Farben schwingt parallel den Spaltrissen c, in den braunen a, also sind erstere optisch positiv, die letzteren negativ. Der Apophyllit durchadert den Quarz und bildet in ihm ein großmaschiges Netzwerk. Makroskopisch wurde er nicht beobachtet. Das Vorkommen erinnert sehr an das Auftreten desselben Minerals in „Quarzeinschlüssen basaltoider Tephrite" von Salesel in Böhmen, welches CORNU[43]) beschreibt.

Wenn ALBERT SCHMIDT[44]) aus dem Staudt'schen Steinbruch neben Natrolith auch Chabasit erwähnt, so liegt zweifellos eine Verwechslung mit Phillipsit vor, zu der wohl die rhombenförmigen Prismenflächen der Phillipsitzwillinge die Veranlassung waren. LORD fand nur Natrolith „in der Form langer Nadeln in der zersetzten Grundmasse".[45]) Nach meinen Beobachtungen treten Natrolith und Phillipsit ganz unabhängig von der Zersetzung der Gesteine auf. Auch MERKEL beobachtete nur Natrolith „auf Klüften und Hohlräumen in dichten Aggregaten von schneeweißer Farbe und hier und da kleine Drusen winziger Kriställchen, an denen Prisma und Pyramide deutlich wahrzunehmen sind".[46])

Ein kerolithähnliches Mineral.

Schon zu wiederholten Malen wurde eine weiche, grünliche Bildung erwähnt, welche in den Einschlüssen häufig vorkommt. Auch in Hohlräumen des Basalts findet sich dieses Mineral, und weil es dann oft in größeren Partien fast für sich allein auftritt, läßt es sich in dieser Form besser studieren. Es ist eine sich fettig anfühlende, dichte Masse mit muscheligem Bruch, oft in nierenförmiger

---

43) F. CORNU, Bemerkungen über den Apophyllit als „gesteinsbildendes Mineral" und Physiographie desselben. Zentralbl. f. Min., 1907, S. 242—243.

44) ALBERT SCHMIDT, Beobachtungen über das Vorkommen von Gesteinen und Mineralien in der zentralen Gruppe des Fichtelgebirges. Inauguraldissertation in Erlangen, Nürnberg, 1895, S. 58.

— Tabell. Übersicht der Mineralien des Fichtelgebirges und des Steinwaldes. Bayreuth 1903, S. 21.

45) A. a. O., S. 14.

46) A. a. O., S. 32.

Ausbildung, von geringer Härte, zwischen Gips und Steinsalz. Das spezifische Gewicht wurde zu 2,34 bestimmt. Die Farbe ist meist mattgrün, es kommen aber auch fast ganz weiße Gebilde vor, die manchmal noch einen schwachen Stich ins Grüne oder auch ins Blaugrüne haben. Vor dem Lötrohr schmilzt es zu einem weißen Email. Im Kölbchen erhält man sehr viel Wasser, in verdünnter Salzsäure ist das Mineral leicht löslich, unter Ausscheidung von Kieselsäure. Die Lösung enthält Al, Mg und Fe, letzteres weniger bei den weißen Abarten, mehr bei den grünen. Auch etwas Ca ist gewöhnlich vorhanden.

Unter dem Mikroskop sieht man im Pulver ein Gemenge von amorpher oder fast amorpher Substanz mit radialfasrigen, doppelbrechenden Aggregaten; es sind sehr schöne Sphärolithe. Die Fasern haben c in der Längsrichtung. Die sphärolithische Struktur tritt auch in Handstücken manchmal hervor, besonders dort, wo das Mineral auf dem Basalt aufsitzt, in der Form kleiner Kügelchen. Die Lichtbrechung ist für gewöhnlich sehr niedrig, deutlich schwächer als Nelkenöl, auch c, also unter 1,542. Es gibt aber auch Varietäten, welche das Licht stärker brechen als Nelkenöl. Ja, es wurde die Beobachtung gemacht, daß auch die schwächer lichtbrechenden Abarten stärker lichtbrechend wurden als Nelkenöl, nachdem sie einige Zeit in diesem gelegen, was wohl durch Aufsaugen des Öls zu erklären ist. Welchen Schwankungen überhaupt die Lichtbrechung unterworfen ist, sieht man am besten im Dünnschliff. Man beobachtet hier nämlich, daß die Kügelchen aus verschiedenen Zonen bestehen, welche sich in Licht- und Doppelbrechung verschieden verhalten. In einem Schliff z. B., in dem der Schalenbau in mehrmaligem Wechsel auftritt, unterscheidet man farblose und hellgelbliche Zonen. Die farblosen sind deutlich schwächer lichtbrechend als Kollolith, die gelblichen deutlich stärker. Erstere sind immer doppelbrechend, und die Interferenzfarben lassen auf eine Doppelbrechung angenähert gleich der des Quarzes schließen; die gelblichen Zonen sind teils isotrop, teils auch doppelbrechend. Bei vielen anderen Proben, deren Lichtbrechung zwischen Nelkenöl und Kollolith liegt, sieht man in der Mitte meist Aggregatpolarisation oder vollkommene Isotropie, gegen den Rand zu werden die Kügelchen doppelbrechend und zeigen höhere Interferenzfarben als Quarz. Aber auch diese Fasern sind nicht gleichartig gebaut, es wechseln öfter fast isotrope

mit deutlich doppelbrechenden Ringen ab. Schon im gewöhnlichen Licht treten die einzelnen Zonen, wegen des Unterschiedes in der Lichtbrechung, scharf hervor. Ein Achsenbild der Fasern zu beobachten war unmöglich.

Mitten in den größeren Partien sieht man viele Biotitleisten und Biotitlappen von tiefrotbrauner Färbung und kräftigem Pleochroismus — tiefrotbraun bis hellgelb —. Der Achsenwinkel ist ziemlich groß, wie beim Biotit in den Basalten, die Dispersion $v \gtrless r$. Es treten deutlich Zwillingslamellen hervor, welche infolge des hohen Pleochroismus schon an der verschiedenen Farbe im einfach polarisierten Licht sich erkennen lassen. Die Auslöschung beiderseits der Zwillingsgrenze beträgt 3—5 °.

Der Basalt zeigt, wo er an diese Neubildung grenzt, anders als bei den Einschlüssen, seine normale Beschaffenheit. Es kann sich also nur um eine Neubildung nach der Erstarrung des Basalts handeln. Dafür spricht ferner die Beobachtung, daß das Mineral überall scharf umgrenzt in den Einschlüssen, in Hohlräumen oder als Inkrustation z. B. der Zeolithkriställchen, auftritt. Es stammt also wohl aus der thermalen Periode.

Schon GÜMBEL beobachtete diese Bildung:[47]) „Eine specksteinartige, weiße fleisch- und isabellfarbige, auch gelbliche, grünliche und bräunliche Substanz füllt häufig die Blasenräume der löcherigen Basaltvarietäten und gehört zum sogenannten B o l . . . Dieses Mineral ist eines der häufigsten Zersetzungsprodukte aller Basaltgesteine unseres Gebirges und findet sich noch häufiger in den tuffartigen Gebilden und in den Basalterden, als im schlackigen Basalt. Es begleitet auch den Phosphorit auf seinen verschiedenen Lagerstätten.“ Diese Angaben zeigen, daß GÜMBEL zweifellos das in Rede stehende Mineral im Auge hatte. Den Namen Bol oder Stolpenit gab er, weil er bei der Analyse „Tonerde und Kalkerde als Hauptbestandteile“ fand und „nur Spuren von Eisenoxyd und Bittererde“. Das entspricht aber nicht den Tatsachen, wie die quantitative Analyse und die qualitativen Versuche an vielen Proben zeigte. LORD spricht (a. a. O., S. 32) von haselnußgroßen Einschlüssen, die zum größten Teil aus einem graulich-blauen, leicht mit dem Messer ritzbaren Mineral bestanden. Es war ein „Aggregat von radial-

---

[47]) C. W. GÜMBEL, Geognostische Beschreibung des ostbayrischen Grenzgebirges. Gotha 1868, S. 430.

strahligen oder fasrigen Kriställchen mit einem optischen Verhalten, das an Delessit erinnerte".

ALBERT SCHMIDT schreibt in seiner Dissertation über die Mineralien des Fichtelgebirges[48]): „In kleinen Hohlräumen erscheinen im Staudt'schen Bruch bei Groschlattengrün Natrolith und Chabasit und als Seltenheit BREITHAUPT'scher Malthazit, der in weichen dünnen Blättchen, grauen oder bläulichen Massen auftritt". Es ist zweifellos, daß SCHMIDT mit Malthazit das beschriebene Mineral bezeichnet, das er später auch bei Wiesau und bei Zinst am Armannsberg[49]) fand, wo ganz dieselben Bildungen auftreten. Den Namen Malthazit gab BREITHAUPT in seinem Handbuch der Mineralogie vom Jahre 1847 einem sehr wasserreichen Aluminiumsilikat. Das Mineral von Groschlattengrün enthält aber bedeutende Mengen von Mg, man kann es also unmöglich zum Malthazit stellen. Herr Oberbergrat Dr. O. M. REIS, Direktor der geognostischen Landesanstalt Bayerns, hatte die große Güte, eine quantitative Analyse einer Probe ausführen zu lassen, wofür ich auch hier sowohl ihm als Herrn Assessor Dr. A. SPENGEL, welcher der Arbeit sich unterzog, den verbindlichsten Dank ausspreche. Das Ergebnis war folgendes:

Feuchtigkeit bei 105°	14,01 %
Glühverlust (Wasser und CO_2) (CO_2 = 2,64 %)	8,59 %
SiO_2	42,17 %
Al_2O_3	17,48 %
FeO	1,49 %
CaO	3,38 %
MgO	10,71 %
K_2O	0,76 %
Na_2O	1,38 %
	99,97 %

Der Menge CaO = 3,38 % entspricht genau die Kohlensäure CO_2 = 2,64 %. Es scheiden also 6,03 % $CaCO_3$ aus der Zusammensetzung des Minerals aus. Der Wassergehalt ist 19,95 %. Läßt man diesen außer Betracht und vernachlässigt auch die unbedeutende Menge der Alkalien, so bleibt für die übrigen Bestandteile:

	Gewichtsprozente	Molekularprozente	
SiO_2	58,51 %	96,0 %	
Al_2O_3	24,32 %	24,0 %	
FeO	2 07 %	2,8 %	40,0 %
MgO	14,90 %	37,2 %	

48) A. a. O., S. 58.
49) ALBERT SCHMIDT, Tabell. Übersicht, S. 49.

Eine irgendwie brauchbare und sich bekannten Mineralien anschließende chemische Formel läßt sich aus diesen Zahlen nicht herleiten. Da die Natur des Minerals zweifellos die eines Kolloides ist, so ist eine konstante Zusammensetzung von vornherein sehr unwahrscheinlich; es wird vielmehr ein Gemenge verschiedener Kolloidbildungen sein. Man könnte sich die Sache so vorstellen: Wenn man annimmt, daß die gewöhnlichen gelartigen Orthosilikate von Tonerde und Magnesia in dieser Substanz gemengt sind, so würde einesteils ein Überschuß an Tonerdehydrat, andererseits ein solcher von Kieselsäurehydrat übrig bleiben und man könnte das Mineral deuten als ein Gemenge von

$$Al_2\,O\,(O\,H)_4 + 3\,H_4\,Al_2\,Si_2\,O_9$$
Bauxit + Steinmark
$$+ 2\,H_6\,Mg_2\,Si_2\,O_9 + 2\,H_4\,Si\,O_4$$
+ Kerolith + Opal

Die äußere Ähnlichkeit des ganzen Gemenges mit Kerolith ist dabei so groß, daß man es ohne chemische Untersuchung mit diesem Mineral identifizieren würde. Kerolith hat nämlich nach Hintze[50]) fast dieselbe Härte, dasselbe spezifische Gewicht, die fettige Beschaffenheit, die schwache Lichtbrechung und die fasrige Struktur der besprochenen Neubildung, der Unterschied ist rein chemisch: beim Kerolith fehlt das Aluminium.

Ganz ähnlich verhalten sich unter dem Mikroskop die Nickelhydrosilikate, welche dem Kerolith nahestehen. Schon Bertrand[51]) sagt vom Garnierit, er zeige im Dünnschliff sehr schön die bezeichnenden Eigenschaften der einachsigen sphärolithischen Kristalle. Dasselbe beobachtete er bei Gymnit, Kerolith, Nickelgymnit und Pimelith. Es handelt sich ja auch hier um Gele, welche in ihrem Aufbau dieselben Eigentümlichkeiten zeigen müssen.

Man könnte auch an den Neolith denken, welcher nach Scheerer[52]) „eine teils gelbliche, teils grünlich-weiße Masse, mehr oder weniger, — meist nur schwach — durchscheinend, im ganzen vom Aussehen eines Specksteins oder

---

50) C. Hintze, Handb. d. Min., 2. Bd., S. 800.

51) Em. Bertrand, Sur les propriétés optiques de la Nouméïte et de la Comarite. Bull. de la Société Minéral. de France, Bd. V, 1882, S. 75.

52) Th. Scheerer, Beiträge zur näheren Kenntnis des polymeren Isomorphismus. Poggendorfs Annalen, 1851, Bd. **84**, S. 375—377.

Steinmarks" ist. Auch der Neolith füllt Blasenräume im Basalt der Stoppelskuppe bei Eisenach. Aber chemisch weicht er ziemlich weit von der oben beschriebenen Neubildung ab, 51,44 % SiO_2, 8,79 % Al_2O_3, 31,11 % MgO und nur 6,5 % H_2O. Vielleicht sind die von SCHEERER als dem Eisenacher Neolith verwandt erwähnten, aber nicht näher untersuchten Gebilde von Böhmisch-Kamnitz bei Tetschen und aus dem Basalt vom Gickelsberg bei Hohnstein, welche beide auf Zeolithen sitzen, eher zum Vergleich heranzuziehen.

Es stimmt also das Mineral oder besser das Mineralgemenge mit keinem der bis jetzt bekannten Vorkommen überein. Die Bezeichnung Bol oder Stolpenit passen ebensowenig zum chemischen Bestand, wie Malthazit und Delessit. Da es sich aber doch um eine gut charakterisierte Bildung handelt, welche in den Basalten der Oberpfalz eine wichtige Rolle spielt, so ist es wohl notwendig, einen neuen Namen einzuführen, und weil es ein Magnesium-Aluminiumsilikat ist, so schlage ich den Namen **Magnalit** vor, um so die wichtigsten Bestandteile, im Anklang an die bekannte Legierung Magnalium, auch im Namen zum Ausdruck zu bringen.

Phosphorit.

Phosphorite von Groschlattengrün erwähnt schon SCHMIDT[53]). Er spricht von Phosphoritknollen, die faust- bis kopfgroß werden. Phosphorite waren es wohl auch, welche MERKEL als „tonig-lettige" Ausfüllung der freien Räume zwischen den Säulen beschrieb.[54]) Wenn er nur Tonerde, Kieselsäure, Kalk und Eisenoxydul, Natron und Magnesia fand, so beruht das vielleicht darauf, daß er nicht auf Phosphorsäure prüfte.

Die Phosphorite haben im Basaltbruch von Groschlattengrün eine weite Verbreitung. Sie füllen vielfach die Zwischenräume der Basaltsäulen aus, von denen sie dann auch hier und da in Hohlräume eindringen. So entstehen die von SCHMIDT erwähnten Phosphoritknollen. Zwischen den Säulen werden die Phosphoritlagen bis zu 1 cm dick und sie begleiten stellenweise die ganzen Säulen. Das Material ist weiß, manchmal etwas gelblich, in naßem Zustande schmierig, trocken sehr zerreiblich.

---

[53]) ALB. SCHMIDT, Beobachtungen. A. a. O., S. 58.
[54]) A. a. O., S. 9.

Auch von diesem Phosphorit ließ Herr Oberbergrat Dr. O. M. Reis eine Analyse ausführen, welche ergab:

In HCl unlöslich . . .	31,47 %
davon SiO_2	26,64 %
$Al_2O_3 + Fe_2O_3$	2,51 %
MgO	1,64 %

Der lösliche Teil enthält:

P_2O_5	21,23 %
CaO	37,57 %
MgO	1,61 %
Glühverlust	7,78 %

Außerdem wurde von mir Cl und F nachgewiesen. Es ist also ein Gemenge, welches fast zur Hälfte aus Phosphorit besteht. Die andere Hälfte ist teils Kalkspat, wie man aus dem hohen CaO-Gehalt der Analyse und aus dem Aufbrausen in kalter Säure ersieht, teils ist es Quarz, welcher unter dem Mikroskop sich in kleinen Bruchstücken zu erkennen gibt. Da der Eisen-, Aluminium- und Magnesiumgehalt sehr gering ist, so würde die Ausbeutung des Gemenges bei dem ganz bedeutenden Phosphoritgehalt sich ganz bestimmt lohnen, besonders in der jetzigen Zeit, wo man schon Gemenge mit 12 % Phosphorit gewinnt.

Unter dem Mikroskop sieht man winzig kleine Körnchen von mittlerer Lichtbrechung, so daß sie im Dünnschliff und in Nelkenöl deutlich hervortreten. Die Doppelbrechung ist schwach. Die Kristallform ist im allgemeinen nicht zu erkennen, manchmal treten aber doch kleine Säulchen auf, welche dann immer negative Hauptzone haben. Es liegt also offenbar feinkörniger Apatit vor und keine amorphe Bildung, wie wohl sonst bei Phosphoriten.

Zusammenfassung der Ergebnisse.

Das Basaltvorkommen von Groschlattengrün zeigt eine außerordentliche Gleichmäßigkeit in seiner Zusammensetzung. In allen Schliffen von den verschiedensten Teilen des Bruches konnte nur reiner, gleichmäßiger Nephelinbasalt festgestellt werden, in welchem der Olivin fast allein als Einsprengling auftritt, während in der Grundmasse neben vorherrschendem Augit und reichlichem Magnetit von den farblosen Bestandteilen nur Nephelin in kleinen Nestern sich findet. Auch Biotit ist stets vorhanden.

Besonders belangreich ist das Vorkommen durch die zahlreichen Einschlüsse, die hier im Basalt vorhanden sind, in denen die gegenseitigen Reaktionen mit dem basaltischen

Magma in außergewöhnlicher Deutlichkeit hervortreten. Die Neubildungen bei dieser Wechselwirkung beweisen ganz zweifellos, daß die Basalte in die Reihe der Natrongesteine gehören. Das Auftreten von Ägirin und einer katophoritähnlichen Hornblende gehört zu den bezeichnendsten Erscheinungen dieser Reihe. Auch die Durchtränkung der fremden Gesteinsbruchstücke mit Sanidin ist nur an Natrongesteinen beobachtet; besonders typisch tritt diese im Gebiet des Laacher Sees in den Sanidiniten hervor, welche von BRAUNS[55]) als umgewandelte Einschlüsse gedeutet werden. Es unterliegt keinem Zweifel, daß die Beobachtungen an den Einschlüssen von Groschlattengrün große Ähnlichkeit mit den Beobachtungen BRAUNS haben und daß dadurch die Anschauungen dieses Forschers eine neue feste Stütze erhalten. Man erinnere sich auch an die Sanidinite von den Azoren, welche S. 19 dieser Abhandlung erwähnt wurden.

Auffallend ist es indes, daß in der Literatur über das Auftreten von Sanidin in den Einschlüssen der Basalte so gut wie gar nichts zu finden ist, obschon Einschlüsse dieser Art aus den verschiedensten Gebieten beschrieben wurden. Nur SCHÜRMANN erwähnt, wie im Text (S. 22) hervorgehoben, Sanidin in Sandsteineinschlüssen, läßt aber sein Auftreten noch zweifelhaft. Wohl sind Neubildungen von Feldspat in der Grenzzone schon von BLEIBTREU[56]) erwähnt worden. Auch beobachtete derselbe (S. 499) ein Fortwachsen des Plagioklases ohne Zwillingslamellen. Über die Natur des Feldspats wird jedoch nichts ausgesagt. Auch v. FOULLON[57]) spricht von einem klaren Rand um Orthoklas und Plagioklas. Bei letzterem wird dieser Rand breiter, und hat keine Zwillingslamellen. Außerdem sah er „kassettenartig ineinandergeschachtelte Feldspate", deren Zwischenräume mit Augit ausgefüllt sind. v. FOULLON bestimmte diesen

---

[55]) R. BRAUNS, Über Laacher Trachyt und Sanidinit. Sitzungsber. d. niederrhein. Ges. f. Nat.- und Heilkunde in Bonn. 1911 (1912), S. 1—28.

— Die kristall. Schiefer des Laacher Seegebiets und ihre Umbildung zu Sanidinit. Stuttgart 1911.

[56]) KARL BLEIBTREU, Beiträge zur Kenntnis der Einschlüsse in den Basalten, mit besonderer Berücksichtigung der Olivinfelseinschlüsse. Diese Zeitschr., 1888, S. 492.

[57]) A. a. O., S. 611 u. 612.

Feldspat in beiden Fällen nicht näher. BAUER[58]) fand bei einem Graniteinschluß im Basalt vom Stempel bei Marburg ebenfalls ein Fortwachsen des Feldspats, beim Plagioklas wuchsen auch die Lamellen, aber so, daß einige derselben besonders bevorzugt wurden (S. 264). Ein Orthoklaskorn des Granits hat sehr kleinen Achsenwinkel, „der Feldspat hat durch die Hitze des Basalts die bekannte Änderung seiner optischen Eigenschaften erfahren" (S. 265). Auch er weiß sonst nichts von einer Sanidinneubildung. In neuester Zeit beschreibt HIBSCH[59]) aus dem böhmischen Mittelgebirge ähnliche neugebildete Feldspatsubstanz am Rand der Feldspate, „in der Form der bekannten kassettenähnlichen und leistenartigen Skelette" (S. 93), und am kleinen Debus schiebt sich zwischen einen Glimmerschiefereinschluß und den Phonolith eine etwa 1 mm dicke Kontaktzone ein, die vorzugsweise aus neugebildeten Alkalifeldspatkörnern und grünen Diopsidprismen besteht mit eingemengten kleinen Biotitblättchen, eine Wechselwirkung zwischen Phonolith und Einschluß (S. 94). Diese Feststellungen von HIBSCH haben zweifellos große Ähnlichkeit mit den gewöhnlichen Bildungen von Groschlattengrün. Wichtig wäre es, wenn der Alkalifeldspat sich auch bei diesen böhmischen Einschlüssen als Sanidin bestimmen ließe.

Noch andere belangreiche Gesichtspunkte bieten die Einschlüsse, welche namentlich in der Grenzzone der Basalte selbst zum Ausdruck kommen. Es ist jedenfalls eine merkwürdige Erscheinung, daß in dem sonst tadellos frischen Gestein in einem schmalen Rand um diese ganz kompakten, durchaus fest mit dem Hauptgestein verwachsenen Einschlüsse, eine Zersetzung des Olivins in die iddingsitartigen Bildungen eingetreten ist, welche zweifellos irgend eine Form von Hydratisierung darstellt, wobei aber der Nephelin, der in dieser Zone in geringerer Menge auftritt, unzersetzt geblieben ist. Dann kommt, als äußerste Grenzzone des Basalts, eine völlig olivin- und nephelinfreie Mischung, in welcher Augit und Magneteisen ausschließlich das Gestein zusammensetzen, während offenbar die Alkalibestandteile des Basalts aus diesen Stellen heraus in den Einschluß selbst diffundiert sind und, entsprechend dem hohen Kieselsäuregehalt des Einschlusses, an Stelle des

---

58) A. a. O.

59) J. E. HIBSCH, Geologische Karte des böhmischen Mittelgebirges, Blatt VIII, Umgebung von Salesel. TSCHERM. Mineral. u. petrogr. Mitteil., Bd. **34,** 1917.

Orthosilikates das Polysilikat des Sanidins gebildet haben. Bemerkenswert ist auch, daß in diesen Einschlüssen der sonst in gefritteten Gesteinen reichliche Cordierit vollständig fehlt. Bei den endogenen basischen Einschlüssen fehlt die zersetzte Randzone im Basalt und dieser grenzt in ganz normaler Beschaffenheit an die Urausscheidung, in welcher nur der rhombische Pyroxen einen Schmelzrand besitzt, bestehend aus Olivin und monoklinem Pyroxen.

Eine ähnliche Zone, wie um die Einschlüsse, tritt nun auch um die Kristalldrusen der Zeolithe hervor, wo dieselben Veränderungen des Basalts festgestellt sind, nur daß sich hier zugleich mit gutumgrenzten Augiten Zeolithe ausgeschieden haben, welch letztere den Hohlraum ausfüllen. Ihre Bildung kommt so aufs innigste mit dem magmatischen Prozesse der Erstarrung des Basalts in Zusammenhang.

In letzter Zeit mehren sich die Beobachtungen, daß in Natrongesteinen Analcim in einer Weise auftritt, welche den Gedanken an eine unmittelbare Ausscheidung aus dem Magma nahelegt. Abgesehen von amerikanischen und australischen Petrographen berichten darüber Hibsch[60]) aus nephelinführenden Feldspatbasalten des böhmischen Mittelgebirges und Pelikan[61]) aus Phonolithen desselben Gebiets. Letzterer gibt in einem Vortrag[62]) eine gute Zusammenstellung der Erscheinungen und der Literatur. In Groschlattengrün treten nun auch zwei andere Zeolithe, Phillipsit und Natrolith, in absolut frischen Gesteinen und in einem so innigen Zusammenhang mit den magmatisch ausgeschiedenen Augiten auf, daß man eine gleichzeitige Bildung dieser Mineralien nicht von der Hand weisen kann. Damit sind also auch die beiden genannten Zeolithe als unmittelbare Ausscheidungsprodukte des Magmas zu betrachten. Wenn man dagegen einwenden würde, daß diese Zeolithe bei höherer Temperatur nicht mehr bestandfähig wären, so wäre zu erwidern, daß wir über die Bestandfähigkeit bei höherem Druck nichts wissen, und daß andererseits die Temperatur gar nicht so hoch zu

---

[60]) J. E. Hibsch, Geologische Karte des böhmischen Mittelgebirges, Blatt V, Großpriesen. Tscherm. Mineral. u. petrogr. Mitteil., Bd. XXI, 1902, S. 514.

[61]) A. Pelikan, Über zwei Gesteine mit primärem Analcim nebst Bemerkungen über die Entstehung der Zeolithe. Tscherm. Mineral. u. petrogr. Mitteil., Bd. **25**, 1906, S. 113 ff.

[62]) Über Analcimbasalte. Ebenda, Bd. **33**, 1914, S. 187 ff.

sein braucht, da ja die Ausscheidung der Zeolithe in die letzte Phase der Basaltbildung fallen muß, nämlich an die Grenze der pneumatolytischen Periode, welches dann auch die Umwandlung der Olivine im Basaltrand erklären würde. Die Ursache allerdings, warum eine Anhäufung des Alkali- und Tonerdegehalts in diesen Hohlräumen stattgefunden hat, wird sich kaum feststellen lassen.

Die Zeolithe des Basalts von Groschlattengrün sind im großen und ganzen sehr einförmig, hauptsächlich Phillipsit und Natrolith, aber es handelt sich zweifellos bei beiden um optisch recht wechselnde Bildungen, wie sie bisher weder beim Phillipsit, noch beim Natrolith gefunden worden sind. Die optischen Verschiedenheiten der einzelnen Teile sind wohl kaum anders zu erklären, als durch eine chemische Differenz der verschiedenen Mischungen, oder sollte die bisher noch unbekannte, magmatische Entstehungsweise auch diesen Unterschied verursacht haben?

Neben den Zeolithen ist die häufigste Neubildung das kerolithartige Silikat, makroskopisch von durchaus amorphem Aussehen, welches auch in den Einschlüssen unter Umständen eine nicht unbedeutende Rolle spielt. Bei der weiten Verbreitung, welche diese Substanz bei Groschlattengrün hat und, wie sich in den späteren Abschnitten zeigen wird, auch in anderen Basalten der Oberpfalz, scheint es auffallend, daß niemals genaue Untersuchungen eines derartigen Minerals aus Basalten gemacht worden sind. Die Bezeichnung als Bol oder Malthazit stimmt jedenfalls nicht mit der chemischen Zusammensetzung überein, und deshalb wurde es als ein neues Mineralgemenge betrachtet und ihm der neue Name Magnalit beigelegt.

Sehr auffallend ist die Erscheinung des Phosphorits, welcher beim Groschlattengrüner Vorkommen in weitester Verbreitung als Ausfüllung zwischen den Basaltsäulen sich findet. Neubildungen von Phosphorit im Basalt in größerem Umfange sind bisher eigentlich nur aus den Basalten des Roßbergs bei Darmstadt[63]) nachgewiesen. Sie finden sich bei Groschlattengrün und bei zahlreichen anderen Vorkommnissen der Oberpfalz in ungemein reicher Entwicklung. Es handelt sich bei diesen Bildungen in keinem Falle um Verwitterungserscheinungen und Auslaugungspro-

---

[63]) E. Becker, Der Roßbergbasalt bei Darmstadt und seine Zersetzungsprodukte. Inauguraldissertation in Halle Wittenberg, Frankfurt a. M., 1904.

dukte, da der Phosphorit zwischen den vollständig frischen Basaltsäulen sich abgeschieden hat, sondern um Neubildungen, welche wohl aus phosphorsäurehaltigen heißen Quellen der Tiefe sich abgesetzt haben. Weitere Belege dafür können indes erst bei der Beschreibung der anderen Vorkommnisse der Basalte in der Oberpfalz beigebracht werden, in welchen die Phosphorite in mannigfaltigeren Formen auftreten.

II. Basaltbruch am Silberrangen bei Groschlattengrün.

Wenige Kilometer nördlich der Bahnstation Groschlattengrün, dem Basaltbruch von STAUDT & Co. gerade gegenüber, befindet sich am Silberrangen ein jetzt verlassener Steinbruch, welcher manche interessante Eigentümlichkeiten bietet. Wie im STAUDTschen Basaltwerk, ist das Gestein auch dieses Aufschlusses ein Nephelinbasalt von denselben Eigenschaften wie dort. Er bildet Säulen von mehreren Metern Dicke. An der Oberfläche beobachtet man schlackige Ausbildung; in den Hohlräumen der Schlacken hat sich Aragonit ausgeschieden in feinen Kristallnädelchen.

Mehr Interesse als die Basalte selbst bieten die Tuffe und die Lagerungsverhältnisse, welch letztere auch jetzt noch sich gut studieren lassen. Gleich beim Eingang in den Bruch sieht man zur Linken, an der Westseite, geschichtete Brockentuffe, welche flach nach Norden sich neigen. Sie bestehen hauptsächlich aus kleinen und großen Basaltauswürflingen, enthalten aber auch große Granitblöcke. Die Nordwand baut sich auf aus kompaktem Basalt, welcher von einem flach nach Westen geneigten Tuff überlagert wird. In der Mitte der Wand ist dieser Brockentuff vom Basalt durchstoßen (Fig. 1). Es handelt sich also offenbar um ein Tufflager, in welches der Basalt von unten eindrang, das er aber nur stellenweise durchbrechen konnte. Bei den Basaltauswürflingen der Tuffe ist die schlackige Natur sehr gut erhalten. Man möchte sie für Schlacken halten, die eben aus dem Hochofen kommen. Sie gleichen auffallend den Basaltschlacken vom Kammerbühl bei Eger und vom Eisenbühl bei Neualbenreuth. Doch handelt es sich an diesen beiden berühmten Fundorten um locker aufgeschüttete Massen, während am Silberrangen alles zu einem festen Gestein verkittet ist. Auch in den Hohlräumen der Auswürflinge hat sich Aragonit

gebildet. Außerdem findet man in ihnen sehr häufig größere Kristallindividuen von Olivin und Pyroxen, welche durch Anschmelzen alle abgerundet sind und Flußgeröllen ähnlich sehen. Ein großer diopsidischer Augit, durchaus einheitlich, enthält bronzefarbene Magnetkieseinschlüsse von eiförmigen Umrissen. Den frischen Diopsidkern umgibt eine unter einem Millimeter breite Zone, welche aus dendritenförmigem, fast ganz gelblichbraun zersetztem Olivin besteht. An diese Zone schließt sich wieder diopsidischer Augit an, dem Kern gleich orientiert, der nun aber zahlreiche, rotbraun zersetzte, selten frische Olivinindividuen enthält.

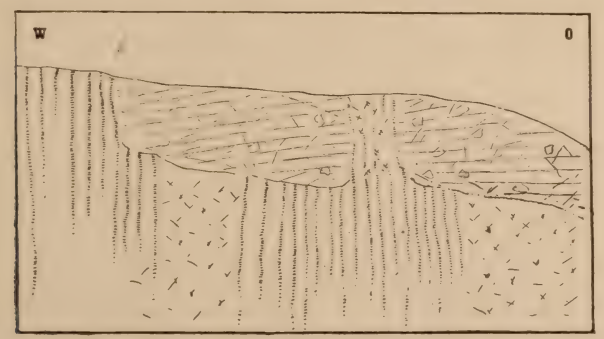


Fig. 1. Basaltbruch am Silberrangen, Nordwand. Der Basalt durchbricht die schwach nach W geneigten Tuffe. Säulenförmige Absonderung stellenweise deutlich.

Zuerst sind diese Olivine langgestreckt und liegen mit der Längsrichtung ≠ der dendritischen Iddingsitzone; dann aber verlieren sie jede Orientierung. Außer dem Olivin sieht man in dieser Außenzone des Augits sehr viele Schlackeneinschlüsse, manche von ihnen mit deutlichen Libellen. Es handelt sich also offenbar, wie auch schon die mit bloßem Auge sichtbare äußere Umgrenzung zeigt, um eine Anschmelzung des Pyroxens.

Die im Tuff auftretenden Granitbomben zeigen noch deutlich die Struktur des „Kristallgranits" und lassen makroskopisch wenig von einer Umwandlung erkennen. Nur der Biotit ist ganz schwarz geworden. Das Pulver dieser schwarzen Masse wird vom Magneten angezogen. Im Dünnschliff sieht man neben Kalifeldspat, Plagioklas und Quarz ziemlich große Kristalle von Apatit. Quarz und Feldspat sind reich an Einschlüssen, welche sich auf eine im Granit auftretende Basaltschlacke zu mehren, so daß

das Mineral undurchsichtig wird. Der Quarz ist vielfach durchadert von Glas. Der Biotit ist zu einer schwarzen, opaken Masse geworden. Form und Spaltbarkeit des Glimmers sind noch erhalten, manchmal auch eine Spur von brauner Farbe, ohne Pleochroismus und Doppelbrechung. In der Zwischenzone zwischen Einschluß und Basaltschlacke sieht man hauptsächlich braunes Glas, aber auch Sanidinleisten. Dann kommt eine Zone von Augit und Sanidin. Der Augit ist meist grasgrün, selten mit deutlichem Pleochroismus und hat eine Auslöschung von etwa 60°. Es ist also Ägirinaugit. Die Basaltschlacke besteht aus eckigen, in Glas eingebetteten Bruchstücken, bei denen man nur noch rotbraun zersetzten Olivin in einer schwarzen, nicht näher bestimmbaren Masse erkennen kann.

Egenter[64]) haben offenbar stärker umgewandelte Granite vom Silberrangen vorgelegen. In Fig. 1 bildet er einen gefritteten Granit von dort ab, der Cordierit als Neubildung enthält. Neben diesem kommen nach S. 4 im fluidalen Glase auch Spinell und Sillimanit vor.

III. Triebendorf bei Wiesau.

Einer der bedeutendsten Basaltbrüche der Oberpfalz ist der von Triebendorf in der Nähe der Bahnstation Wiesau, welcher ein ausgezeichnetes Straßenschottermaterial liefert. Der Basalt ist hier in einer Länge von über 500 m und einer Breite bis zu 200 m aufgeschlossen.

Die Gesteine sind dicht, muschelig-splittrig brechend, von graulich-schwarzer Farbe. Hier und da treten kleine Olivine aus der einheitlichen Masse hervor. Einschlüsse von Olivinfels fehlen oder sind doch äußerst selten. Dasselbe gilt jetzt von anderen Einschlüssen, welche früher an bestimmten Stellen des Bruchs häufiger gewesen zu sein scheinen, da man in den Sammlungen große Einschlüsse von gefrittetem Granit findet. Durch diesen Mangel an Einschlüssen und durch den mehr graulichen Ton unterscheidet sich der Triebendorfer Basalt von dem von Groschlattengrün. Der Unterschied wird noch deutlicher durch die mikroskopische Untersuchung.

Als Einsprenglinge treten Olivin und Augit in ungefähr gleicher Menge auf. Der Olivin ist nur selten scharf umgrenzt; die Korrosion hat ihn manchmal bis zur

---

[64]) A. a. O.

Hälfte aufgezehrt und die Grundmassegemengteile sind an seine Stelle getreten. Vollkommen frisch ist der Olivin selten. Meist hat die Umwandlung in ein grünes Mineral von schwacher Lichtbrechung begonnen, das keinen Pleochroismus erkennen läßt, eine Doppelbrechung etwa wie Augit zeigt und optisch einachsig negativ ist. Außerdem sieht man gelblichbraune Zersetzungsprodukte von gleicher Doppelbrechung und ebenfalls negativem Charakter. In der Nähe eines Dolomiteinschlusses ist der Olivin ganz oder doch zum größten Teil in ein Karbonat umgewandelt. In einem Schliff war der ganze Olivin ersetzt durch eine sehr schwach doppelbrechende, fast isotrope Bildung; grünliche, etwas höher doppelbrechende Adern durchziehen den Kristall. Auffallend ist, daß mitten unter diesen ganz zersetzten Olivinen sich ein großes Individuum findet, welches keine Spur von Umwandlung an sich trägt. Einmal sah ich im Olivin braunes Glas in unregelmäßig eckigen Stücken.

Die Augiteinsprenglinge sind wohl umgrenzt. Die braune Farbe mit schwach violettem Ton und hier und da mit schwachem Pleochroismus und die charakteristische Zonar- und Sanduhrstruktur zeigen, daß es sich um Titanaugit handelt. Sehr selten tritt rhombischer Pyroxen auf in größeren Stücken ohne Kristallumgrenzung. Ein schmaler Rand, der teils aus Augit, teils aus Olivin besteht, erinnert an den Schmelzrand des Enstatis in den Pyroxeniten von Groschlattengrün (S. 11) und macht es wohl wahrscheinlich, daß auch hier der rhombische Pyroxen einer Urausscheidung entstammt und nicht Einsprengling ist.

Die Grundmasse besteht zum größten Teil aus braunen Augitmikrolithen, dann aus Magnetitoktaederchen und zwillingslamelliertem Plagioklas. Der stets frische Plagioklas ist Labrador ($\perp$ a 25° Auslöschung). Außer diesem Labrador, welcher scharfe Leisten bildet, kommt noch ein zweiter Plagioklas vor, welcher entweder keine oder nur verwaschene Zwillingslamellen erkennen läßt und keine Leistenform hat, sondern die Zwickel zwischen den übrigen Bestandteilen ausfüllt. Wo er an die Labradorleisten grenzt, tritt er deutlich hervor durch seine schwächere Lichtbrechung. Andererseits ist diese aber doch sehr deutlich stärker als die der Einbettungsmasse (1,535). Dieses, sowie die Zwillingslamellen und die höhere Doppelbrechung schließen Nephelin und Kalifeldspat aus. Es ist zweifellos ein Plagioklas der sauren Reihe, eine nähere Bestimmung ist indes unmöglich. Er spielt hier offenbar

dieselbe Rolle, wie der Nephelin in anderen Basalten. Eine Glasbasis fehlt in manchen Schliffen vollständig, in anderen hinwiederum erlangt sie größere Bedeutung. Sie ist entweder farblos oder braun gefärbt und stets von schwacher Lichtbrechung. Apatit tritt wenig hervor; daß er aber vorhanden ist, ergab sich aus einer Probe auf Phosphorsäure, sowie aus den unten folgenden Analysen.

In rundlichen kleinen Hohlräumen bemerkt man Opal, welcher einen Kern von Karbonat umschließt. An Stelle dieses Karbonats tritt wohl auch der Magnalit.

Es ist also der Basalt von Triebendorf ein Feldspatbasalt mit teils holokristalliner, teils hypokristalliner Grundmasse. DÖRR[65]) hat zwei Basaltproben von Triebendorf analysiert und fand folgende Zusammensetzung:

	1	2
SiO_2	44,17 %	41,80 %
TiO_2	1,57 %	0,93 %
P_2O_5	Spuren	0,63 %
Al_2O_3	10,24 %	8,09 %
Fe_2O_3	9,66 %	12,67 %
FeO	5,88 %	3,27 %
MnO	0,40 %	0,39 %
CaO	11,28 %	13,63 %
MgO	12,02 %	10,13 %
K_2O	1,07 %	1,24 %
Na_2O	2,68 %	3,61 %
Glühverlust	1,07 %	3,67 %
	100,04 %	100,06 %

Nr. 1 ist holokristalliner Feldspatbasalt vom Hinter-Bühl, Nr. 2 hypokristalliner Feldspatbasalt vom Vorder-Bühl. Nach der Karte, welche MERKEL[66]) seiner Arbeit beigefügt (DÖRR's chemische Untersuchungen bilden eine Ergänzung zu dieser Abhandlung), ist Vorder-Bühl der heutige, Hinter-Bühl der jetzt aufgelassene Steinbruch weiter nach Osten, auf Schönfeld zu. Es stimmt diese Bezeichnung nicht mit dem Katasterblatt überein, nach dem Vorder- und Hinter-Bühl im jetzigen Steinbruch liegen. Doch muß man nach MERKEL's Karte annehmen, daß Probe 2 aus dem alten Steinbruch stammt. Für uns kann das wenig Bedeutung haben, da es sich jedenfalls in beiden Brüchen um ein einheitliches Eruptionszentrum handelt.

---

[65]) A. a. O.

[66]) PAUL MERKEL, Die Basalte des Großen und Kleinen Teuchelbergs usw.

Wenn MERKEL beide Brüche in Gegensatz stellt, indem er für den Vorder-Bühl Feldspatbasalte mit Glasbasis, für den Hinter-Bühl solche mit holokristalliner Grundmasse angibt, so ist zu bemerken, daß ich in dem Bruch, welchen MERKEL für den Vorder-Bühl hält, beide Abarten fand, und daß man überhaupt beide nicht voneinander trennen kann, da sie ineinander übergehen.

Granitische Einschlüsse.

Graniteinschlüsse in den Basalten von Triebendorf sind schon zu wiederholten Malen beschrieben worden. Ziemlich ausführlich beschäftigen sich mit ihnen LORD[67]), MERKEL[68]) und EGENTER[69]). Sie wurden in großer Anzahl und in bedeutender Größe gefunden. MERKEL spricht von einem 75:40 cm großen Block. In der petrographischen Sammlung der Universität München ist ein Graniteinschluß, welcher eine sechsseitige Säule von 10 cm Durchmesser bildet. Unter anderen lag mir aus dem Material derselben Sammlung ein Einschluß vor von 20—30 cm Länge und 7 cm Breite, welcher ganz vom Basalt umschlossen war. Die Wirkung der Umwandlung zeigt sich bis ins Innerste hinein. Man erkennt ohne Schwierigkeit den Kristallgranit GÜMBELS wieder, doch ist er mit grünem Glase durchzogen, und der ursprüngliche Biotit macht den Eindruck einer dichten, pechschwarzen Schlacke. Der Granit unmittelbar am Kontakt hat dasselbe Aussehen wie in der Mitte des Einschlusses.

Unter dem Mikroskop beobachtet man zunächst, wie der Basalt in der Nähe des Einschlusses glasreich wird, sonst aber ist er unverändert; die Zersetzungszone, wie sie für die Basalte von Groschlattengrün in der Nähe der granitischen Einschlüsse so bezeichnend ist (S. 16), fehlt hier. Wohl kommt eine intensive Mischung der Basaltbestandteile mit denen des Einschlusses vor.

Das braune Glas, welches in der Nähe des Einschlusses im Basalt angereichert ist, geht auch in den Einschluß selbst über und hat hier manchmal violetten oder gelblichen Ton. Grünliche Augitkriställchen sieht man in ihm häufig. In einiger Entfernung wird das Glas farblos und durch-

---

[67]) EDWIN C. E. LORD, Die Basalte des Fichtelgebirges, S. 29—31.

[68]) A. a. O., S. 28—31.

[69]) PAUL EGENTER, Einschlüsse in Basalten der Oberpfalz, S. 2—8.

zieht dann, nicht selten fluidal, die noch erkennbaren Bestandteile des Granits. EGENTER, der mir seine Schliffe zur Verfügung stellte, hat (S. 4) dieses Glas und die Mineralneubildungen in demselben treffend geschildert. Als solche treten Spinell, Sillimanit und Cordierit auf. Bezüglich des Cordierits wäre noch nachzutragen, daß ich bei ihm einen negativen Achsenwinkel sah, welcher etwas größer ist, als der des Muskovits, die Hyperbelbogen blieben indes noch im Gesichtsfeld.

Vom ursprünglichen Granit hat der Kalifeldspat einen kleinen Achsenwinkel und ist mit Glasadern durchzogen; der Plagioklas, ein Andesin, ist in einzelne Fetzen aufgelöst, welche im Glase schwimmen; der Quarz ist weniger angeschmolzen, wohl aber enthält er sehr viele glasige Einschlüsse von den mannigfaltigsten Formen; auffallend sind kreisrunde, tropfenförmige Glaseinschlüsse in Quarz und Feldspat. An Stelle des Biotits ist ein braunes Glas getreten, welches zahllose Spinellkriställchen enthält. Auch Magnetit hat sich hier und da gebildet.

Wie EGENTER (S. 5) und vor ihm schon LORD (S. 29) erwähnen, finden sich im Glase kleine Sphärolithe mit konzentrisch-strahliger Struktur und zonarem Aufbau. LORD hält sie für Chalcedon, wogegen indes die optischen Eigenschaften, vor allem die schwache Lichtbrechung sprechen. Die einzelnen Zonen unterscheiden sich in Licht- und Doppelbrechung und sind aus teils positiven, teils negativen Fasern aufgebaut. Farblose Schalen wechseln mit grünlich gefärbten ab. Alles weist darauf hin, daß es sich wieder um Magnalit handelt.

LORD beobachtete (S. 30) eine Feldspatneubildung in den Graniteinschlüssen von Triebendorf. Eine solche wurde auch von mir in der Zwischenzone zwischen Basalt und Einschluß gesehen, und zwar handelt es sich um die Neubildung eines Plagioklases und eines Sanidins. Ersterer bildet Leisten, die etwas größer sind als die Plagioklasleisten des Basalts und etwas saurer als diese, nämlich Oligoklas-Andesin. Sie sind sehr frisch und haben gute Zwillingslamellen. Der Sanidin, welcher durch seine schwache Lichtbrechung sich aus dem Gesamtbild gut hervorhebt und außerdem an dem sehr kleinen Achsenwinkel kenntlich ist, bildet entweder kleine Leisten, in das Glas eingebettet, oder er vertritt das Glas, so daß in ihm auch die Plagioklasleisten schwimmen. Daneben sieht man auch wieder Cordieritkriställchen im Glas. LORD beob-

achtete auch eine treppenförmige Umrandung der Feldspate des Einschlusses mit neugebildetem Feldspat (S. 30), welcher gewiß nach den Erfahrungen bei Groschlattengrün auch zum Sanidin gehört.

Ganz besonderes Interesse beansprucht ein violett gefärbter Einschluß, von dem leider nur die Grenzzone erhalten, so daß man nicht bestimmen kann, was der Einschluß früher war. Der Basalt tritt ohne jede Änderung an den Einschluß heran. Nur an einer Stelle findet eine Anhäufung von Olivin statt, der ganz in das grüne, stark doppelbrechende Mineral umgewandelt ist. Außerdem findet man hier einen stark pleochroitischen Biotit, wie er sonst weder im Basalt, noch im Einschluß vorkommt. An den Basalt schließt sich eine $^1/_{10}$ mm breite Zone, die nur aus Sanidin und Magnetit besteht, dieser manchmal als feiner Staub in jenem erscheinend. Dann folgt ein fasriges Gebilde von Sillimanit mit helizitischer Struktur. Hier und da verdichten sich die Fasern zu einzelnen Sillimanitleisten. Der Sillimanit ist umrandet, teilweise auch durchsetzt, von zahllosen violetten Spinelloktaederchen. Spinell und Sillimanit liegen in einem regellosen Gemenge von farblosem Glas, Sanidin und Plagioklas. Letzterer ist zonar gebaut mit wenig Unterschied und ohne scharfe Abgrenzung der einzelnen Mischungen. Er geht bis zum Andesin. Auffallend große Apatitstücke, meist ohne Kristallform, findet man im ganzen Einschluß, daneben große Pyritfetzen. Magnetit und Augit sieht man nur dort, wo basaltisches Material mit dem Einschluß sich mischt.

Ein Einschluß wurde untersucht, welcher einem Granitquarzgang zu entstammen scheint. Mit dem bloßen Auge erkennt man nur grobkörnigen Quarz mit Glas und dazwischen den weichen, nierenförmigen, hier schwärzlichgrau gefärbten Magnalit. Unter dem Mikroskop sieht man Quarzkörner in eine Glasmasse eingebettet, welche auch den Quarz durchadert. Der Quarz selbst ist sehr getrübt durch Einschlüsse, das Glas ist meist schon anisotrop geworden. Hie und da sieht man in ihm kleine Plagioklasleisten liegen (basischen Labrador), außerdem Reste von Titanit mit Erzausscheidungen (Titaneisen?). Der M a g n a l i t ist gegen die übrigen Mineralien scharf abgegrenzt und füllt Hohlräume in diesen aus. Die Farbe ist gelb bis gelbbraun, die Lichtbrechung sehr niedrig. Teils ist er isotrop, teils besteht er aus doppelbrechenden Fasern. Zonarer Aufbau ist gewöhnlich.

Einschlüsse klastischer Sedimente.

Egenter beschreibt (S. 8) einen umgewandelten Sandstein von Triebendorf, welcher den gefritteten Sandsteinen von Groschlattengrün sehr ähnlich zu sein scheint. Auch mir lag ein solcher Sandsteineinschluß vor, der noch größere Ähnlichkeit aufweist, andererseits aber auch gewisse Eigentümlichkeiten zeigt. An der Basaltgrenze bemerkt man eine Anhäufung der braunen Augite und ein braunes Glas. Die braunen Augite werden dann grünlich und sind untermischt mit Sanidin. Der Einschluß besteht aus klastischem Quarz, mit Glas durchadert oder ganz zu Glas geworden; er ist in eine dichte amorphe Grundmasse eingebettet. Durch den ganzen Schliff zerstreut findet man zahllose Kriställchen eines Minerals, das nach seiner Kristallform und nach dem optischen Verhalten ein rhombischer Pyroxen sein muß: gerade Auslöschung mit positivem Charakter der Hauptzone und negativem des Minerals; der wahre Achsenwinkel ist angenähert 70°. Spaltbarkeit sieht man bei den winzigen Kriställchen nicht, auch Pleochroismus konnte ich nicht beobachten. Trotzdem kann es wohl nur Hypersthen sein.

Auch echter, dichter Basaltjaspis kommt in den Triebendorfer Basalten vor von graulich-violetter Farbe. Ein Fund ist durch seine säulenförmige Absonderung merkwürdig. Er bildet eine sechsseitige Säule von 6—7 cm Durchmesser. Auffallend ist ein Tonschiefereinschluß, welcher mit der einen Seite an den Basalt angrenzt, mit der anderen in einen kalziterfüllten Hohlraum hineinragt. Der Kalzit durchadert hier den schwarzen Tonschiefer und dringt in einzelnen Äderchen bis zum Basalt vor. Der Tonschiefer selbst ist zwar spröde und brüchig geworden, läßt aber sonst keine Umwandlung erkennen.

Neubildungen.

Kalzit und Aragonit finden sich ziemlich häufig als Neubildungen auf Hohlräumen und Klüften. Gewöhnlich liegt unmittelbar auf dem Basalt eine dünne Schicht einer graulichen oder grünlichen oder auch schwarzen nierenförmigen Bildung. Die schwarzen Kügelchen erinnern sehr an Glaskopf oder Psilomelan. Sie gehören aber ebenso wie die graulichen und grünlichen Sphärolithe einem Silikat an, das durch Salzsäure zersetzt wird und neben sehr viel Eisen Al, Ca und Mg enthält. Unter dem Mikroskop sind diese Bildungen meist isotrop, nur selten hellen sie bei

gekreuzten Nicols ein wenig auf. Die Farbe ist gewöhnlich gelblich-braun, die Lichtbrechung zwischen Nelkenöl und Zedernholzöl. Das Silikat steht offenbar dem kolloidalen Magnalit von Groschlattengrün sehr nahe, unterscheidet sich von ihm nur durch den viel höheren Eisengehalt und den noch fast ganz amorphen Zustand, welcher dort meist in den kristallinen übergegangen ist. Übrigens findet sich auch in Triebendorf Magnalit in der für Groschlattengrün gewöhnlichen Ausbildung. Es sind weiche, grüne Überzüge auf dem Basalt, teilweise von sphärolithischem Aufbau mit ziemlich hoch doppelbrechenden Fasern und geringem Eisengehalt.

Auf dem eben beschriebenen eisenreichen Magnalit sieht man nun den Aragonit, teils in großen gelblichen Kugeln mit radialfasrigem Aufbau, teils in langen, prismatischen Kristallen, die ebenfalls radial gestellt sind. Es kommt auch vor, daß auf dem Basalt erst eine dünne Schicht von Aragonit sich absetzt, dann das Gel folgt und über diesem erst die Hauptmasse des Aragonits. Der Kalzit tritt in derselben Weise auf, ist aber stets schlecht kristallisiert.

Eine von den Neubildungen ist dadurch besonders bemerkenswert, daß über der dünnen, eisenreichen Magnalitschicht ein feinkörniger, kristallinischer Dolomit sich ausgeschieden hat, welcher weiter vom Basalt wieder von dem Gel des Überzugs durchadert und überkrustet wird. An einer anderen Stelle desselben Hohlraums fehlt der Dolomit und auf eine dünne Schicht des schwarzen Magnalits von glaskopfähnlicher Beschaffenheit folgt unmittelbar der kugelige Aragonit.

Zeolithe sind bis jetzt von Triebendorf nicht bekannt geworden. Erst vor kurzem fand man einen großen Hohlraum im Basalt, ganz erfüllt mit zahllosen Kriställchen von Phillipsit, welche makroskopisch dieselbe Ausbildung zeigen wie die Phillipsitkristalle in Groschlattengrün. Doch ist der optische Charakter positiv und auch der Achsenwinkel hat dieselbe Größe, wie bei Phillipsiten von anderen Fundorten; er weicht also in dieser Beziehung von dem gewöhnlichen Vorkommen in Groschlattengrün ab. Sein Verhältnis zum Basalt ist ein durchaus anderes. Er ist auf den Wänden des Hohlraums aufgewachsen, ohne daß seine Bildung irgendwie den Basalt beeinflussen würde. Seine Entstehung gehört also einer jüngeren Periode an, als das Gestein schon vollständig verfestigt war, während sie bei Groschlattengrün

mit der letzten Phase der Erstarrung zusammengefallen sein muß.

Noch eine Reihe anderer Neubildungen finden sich in Triebendorf. Da sie aber mit den Tuffen in enger Verbindung stehen, so müssen erst diese erörtert werden.

Tuffbildungen.

Eine Eigentümlichkeit des Triebendorfer Basaltaufschlusses ist es, daß der langgestreckte Basaltzug nicht nur ringsum von Tuffen umgeben ist, sondern daß auch, nahe dem westlichen Ende des Steinbruchs, im „Vorderen Bruch" (Fig. 2), mitten im Basalt ein Tuffkegel aufragt,



Fig. 2. Basaltbruch bei Triebendorf, 1 : 10000.
Ein 500 m langer Basaltgang im Tuff. Die Grenze zwischen Basalt und Tuff ist durch eine ausgezogene Linie bezeichnet; sie fällt mehr oder weniger genau mit der Bruchgrenze zusammen. Links sieht man den Grundriß des Tuffkegels, welcher nach Westen an verwitterten Basalt mit Phosphorit angrenzt (diese Grenze ist durch eine gestrichelte Linie angedeutet). An derselben Stelle queren Phosphoritgänge den Bruch. Rechts im hinteren Bruch, ein kleiner Hügel von zersetztem Basalt, siehe S. 58.

allseits vom Basalt umgeben. Seine Form in früherer Zeit zeigt Tafel I, Abb. 1, nach einer Aufnahme, welche mir vom Bruchbesitzer Herrn Maurer in Wiesau freundlichst zur Verfügung gestellt wurde. Der heute noch erhaltene Teil hat einen fast trapezförmigen Grundriß mit Längsseiten von 30 und 25 m und einer Querseite von 20 m, nimmt also einen Raum von 550 qm ein. Nach den Angaben des Herrn Maurer war der Querschnitt des Tuffkegels, welcher bis an die Oberfläche reichte, oben größer, er besaß also eine ausgesprochene Trichterform.

Der Tuff ist ein Gemenge von bräunlichem, glimmerigem Sande mit Basaltbestandteilen. Größere Basaltauswürflinge sind häufig. Sie sind schlackig ausgebildet und

führen zahlreiche Olivinfelseinschlüsse, welche den geflossenen Basalten fehlen. In den Mandelräumen eines solchen Auswürflings fand ich sehr kleine Zeolithkriställchen mit schlechten Kristallformen. Es scheint Phillipsit zu sein, doch ist eine sichere Bestimmung unmöglich. Auf den Wänden der Hohlräume sieht man gewöhnlich einen Opalüberzug.

Besonders erwähnenswert ist ein Auswürfling aus den Tuffen, welcher außerordentlich an die Monte Somma-Blöcke erinnert, wie sie von MIERISCH[70]) und anderen beschrieben wurden. In einem körnigen Kalk sieht man zahlreiche, teils blaßgrüne, teils grasgrüne Olivinkörner und ziemlich viel Picotit. Leider liegt nur ein morsches Stück vor, welches keine Untersuchung im Dünnschliff gestattet. Es handelt sich aber wohl auch hier, wie am Monte Somma, um in der Tiefe veränderten, unreinen dolomitischen Kalkstein.

Die glimmerigen Sande, welche einen großen Teil des Tuffs ausmachen, dürften der Tertiärformation entstammen und Ablagerungen aus dem See darstellen, welcher in jungmiocäner Zeit die ganze Niederung um Wiesau erfüllte. Aus derselben Formation wurden bei der Explosion wohl auch die nun versteinerten Hölzer emporgebracht, welche unten beschrieben werden sollen.

Zahlreiche und mannigfaltige Neubildungen finden sich in den Tuffen, vor allem in der Nähe der Basaltgrenze im Nordwesten. Sehr häufig sind Kieselsäureausscheidungen. Es sind zum Teil braune oder gelbbraune Opale, die noch vollständig isotrop sind. Dann findet man Kieselsäuregele, welche äußerlich die für Kolloide so charakteristische Form, die kugelig-nierige Oberfläche, noch gut erkennen lassen. Sie sind zum Teil in Kalilauge löslich, was auf Chalcedon schließen läßt. Unter dem Mikroskop ist meist Aggregatpolarisation zu sehen. Wieder andere Stücke bestehen aus kleinen Quarzkörnern. Endlich sind verkieselte Holzteile ziemlich häufig. Schon BRUNHUBER[71]) berichtet über die Reste eines Baumstammes. Mir lag ein Stück dieses Stammes vor, das auf einen Durchmesser von 30 cm hinweist. Die Holzstruktur ist

---

[70]) BRUNO MIERISCH, Auswurfsblöcke des Monte Somma. TSCHERM. Mineral. u. petrogr. Mitteil., Bd. VIII, 1887, S. 113 ff.

[71]) BRUNHUBER, Geologische Wanderungen durch die Oberpfalz. Berichte des Naturwissenschaftlichen Vereins zu Regensburg, Heft XII, S. 241.

makroskopisch wie mikroskopisch sehr gut erhalten. Im Dünnschliff sieht man Form und Anordnung der Zellen noch deutlich. Alles ist zu einem feinkörnigen Quarzaggregate geworden[72]).

Die Kieselsäureneubildungen sind gewöhnlich von Eisenerzausscheidungen braun gefärbt. Auch reiner dichter Eisenspat findet sich im Tuff. Er ist sehr feinkörnig, an der Oberfläche meist zu Brauneisenerz geworden. Von einem Eisenglanz-Vorkommen, von dem ein Eisenglanzgang mit Gangquarz erhalten ist, konnte die genaue Fundstelle nicht sicher gestellt werden. Ein Psilomelan aber mit glaskopfartiger Struktur, wohl schon in Wad übergehend, stammt sicher aus dem Tuffkegel.

Von ganz besonderer Bedeutung ist das Auftreten von Phosphoriten im Tuff, welche meist aus der Grenzzone stammen, aber auch im Tuffkegel selbst gefunden wurden. Am auffallendsten ist weißer, manchmal etwas grünlicher Phosphorit, welcher ganz deutlich Holzstruktur erkennen läßt. Auch im Dünnschliff sind die Zellen ebenso deutlich zu sehen, wie im oben erwähnten verkieselten Holz. Zahlreiche kleine Apatitkriställchen in einem wohl noch amorphen Phosphorit setzen diese Pseudomorphose zusammen. Von einem Stück, welches am Rande deutlich Holzstruktur zeigt, im Kern aber zu einer dichten, grünlichen Masse geworden ist, ließ Herr Oberbergrat Dr. O. M. Reis eine Analyse ausführen, welche folgendes ergab:

In Salzsäure unlöslich	0,06 %
P_2O_5	41,19 %
Ca O	53,49 %
Mg O	Spuren
Glühverlust	0,50 %
	95,24 %

Es ist demnach die untersuchte Probe fast reiner Phosphorit. Cl und F wurden nicht bestimmt, wohl aber in größerer Menge nachgewiesen. Deshalb kann die Summe der bestimmten Bestandteile nicht 100 ergeben.

Phosphoritisierte Hölzer hat Vater[72a]) aus Braunschweig beschrieben. Diese Hölzer sind durch

[72]) Herr Privatdozent Dr. Bruno Kubart am botanischen Institut der Universität Graz untersucht augenblicklich die fossilen Hölzer aus Triebendorf und die später erwähnten aus Afrika. Das Ergebnis dieser Untersuchung soll seinerzeit in dieser Zeitschrift kundgegeben werden.

[72a]) Heinr. Vater, Die fossilen Hölzer der Phosphoritlager des Herzogtums Braunschweig. Diese Zeitschr., Bd. **36,** 1884, S. 783 ff.

ein inniges Gemenge von phosphorsaurem und kohlensaurem Kalk versteinert, ersterer ist amorph, Apatit fehlt. Die Versteinerung ging nach VATER auf dem Meeresgrund vor sich durch im Meerwasser gelösten kohlensauren und phosphorsauren Kalk, welcher auch die Sande und Gerölle verkittete, in welchen die Phosphorithölzer eingebettet sind.

Es liegt also hier zweifellos eine sedimentäre Bildung vor, während die Phosphoritisierung der Hölzer von Triebendorf mit den vulkanischen Erscheinungen im Zusammenhang steht.

STROMER[73]) erwähnt fossile Hölzer aus Deutsch-Südwestafrika, welche ebenfalls neben kohlensaurem Kalk phosphorsauren enthalten und zwar tritt letzterer, wie ich mich durch Untersuchung der Dünnschliffe überzeugen konnte, teils in der amorphen Form des Phosphorits, teils in der kristallisierten des Apatits auf. Ein dicker Baumstamm von Itsawisis b. Keetmanshoop enthält nur Apatit in zahlreichen Leisten und sechsseitigen Querschnitten, welche in mittelkörnigen Kalzit eingebettet sind; in einem anderen Holzstück von derselben Fundstelle tritt Apatit neben Phosphorit auf. Am schönsten von allen ist der Fund von Ganikobes, welchen STROMER a. a. O., S. 539, Fußnote 1 nach einer brieflichen Mitteilung erst ankündigen konnte. Es ist ein fossiles Holz mit sehr zahlreichen, dicht gedrängten Jahresringen, das aus Kalzit und amorphem Phosphorit besteht. Ersterer bildet häufig die Zellenwände, letzterer die Ausfüllung der Zellen.

In Triebendorf grenzt der Tuff an der nordwestlichen Seite nicht unmittelbar an kompakten Basalt. Es schaltet sich vielmehr eine 15 m breite Zone ein, in der wallnußgroße, sehr stark zersetzte Basaltkugeln in eine weiche bröckelige, gelblich-grüne Masse eingebettet sind. Unter dem Mikroskop sieht man im Basalt nur noch den Augit und zahlreiche Erzkörnchen. Alles andere ist in eine amorphe Bildung umgewandelt. Die Zwischenmasse besteht zum größten Teil aus fast ganz amorphem Magnalit. Chemisch ließ sich auch eine geringe Menge von Phosphorsäure nachweisen. Weiter vom Tuff entfernt, in der Tiefe des jetzigen Aufschlusses, treten die Basaltkugeln mehr und mehr zurück, und stellenweise sieht man sie nur

---

[73]) ERNST STROMER, Die ersten fossilen Reptilreste aus Deutsch-Südwestafrika und ihre geologische Bedeutung. Zentralbl. f. Min., 1914, S. 538, Fußnote 3.

noch vereinzelt in einer weißen, zerreiblichen Masse liegen, welche sehr viel Phosphorit enthält. Im Pulver erkennt man unter dem Mikroskop zahlreiche Apatitkörnchen, z. T. auch Kriställchen.

Nördlich von dieser Stelle sieht man nun in der Basaltwand einen ziemlich bedeutenden Phosphoritgang (Fig. 3), welcher vertikal die Wand durchsetzt. Während aber in Groschlattengrün der Phosphorit nur



Fig. 3. Phosphoritgänge im Basalt von Triebendorf, Nordwand des Bruches. Im Basalt (unten) sind sie beiderseits von einer Zersetzungszone begleitet, welche im Tuff (oben) fehlt.

zwischen den Säulen auftritt und auf diese kaum einen Einfluß ausübt, dringt er hier in den Basalt selbst ein und verursacht eine tiefgehende Zersetzung. Der Phosphorit kann bis 50 cm mächtig werden, gewöhnlich ist er aber schmäler. Zu beiden Seiten des Ganges ist der Basalt sehr mürbe geworden, so daß man ihn mit den Fingern zerdrücken kann; im Wasser zerfällt er. So vollständig ist das Gestein zersetzt, daß man nur noch die Augite wiederfindet. Phosphoritgang mit Zersetzungszone ist ungefähr 1 m mächtig. 10 m nach Osten folgt in derselben Wand des Bruchs noch ein zweiter Phosphoritgang von zersetztem Basalt umgeben; Phosphorit mit Zersetzungszone erreichen eine Breite von 20—30 cm, selten von 50 cm. Der Phosphorit ist hier nur einige Zentimeter mächtig. Soweit die jetzt noch erhaltenen Aufschlüsse reichen, gehen beide Gänge fast parallel. Nach den Angaben des Herrn MAURER haben sie in der Tiefe sich vereinigt und verbreiterten sich dann zu den eben erwähnten Phosphorit-

massen zwischen Basalt und Tuff und zogen hinüber zur entgegengesetzten Südwand des Steinbruchs. In der Tat sieht man hier noch dünne Adern von Phosphorit, nur einige Zentimeter dick, welche den Basalt durchsetzen, wohl auch Basaltblöcke umziehen. Im Dünnschliff erkennt man Apatitkörnchen in großer Menge. Auch Magnalit ist beigemengt. Die Zersetzung des Basalts ist hier nicht so weitgehend.

Aus all dem geht deutlich hervor, daß ein Phosphoritgang quer den ganzen Basaltaufschluß durchzieht, und die Beobachtungen lassen keinen Zweifel darüber, daß der Phosphorit aus heißen Quellen abgesetzt wurde, die energisch auf das Nebengestein einwirkten und wohl an der Tuffgrenze am stärksten waren. Sie enthielten einesteils Kalkphosphat, das sich als Phosphorit auf den Klüften, sowie in den Holzresten absetzte und außerdem in die benachbarten Basalte eindrang und diese stark veränderte; anderenteils auch noch freie Kieselsäure, die Holz verkieselte und Kieselsäuregele bildete. Zudem führten diese gewiß kohlensäurereichen Quellen Eisen und Mangan, wie aus der Bildung von Eisenspat und Psilomelan hervorgeht. Endlich muß in größeren Mengen auch das Silikatgel Magnalit von diesen heißen Quellen herbeigebracht worden sein, da es sich allenthalben zwischen den Phosphoriten und zwischen den zersetzten Basaltkugeln findet. Auch scheint diese Bildung der Hauptbestand der weißlich-gelb zersetzten Basalttuffe zu sein, welche südlich des Tuffkegels an der Basaltgrenze und in einem Stollen (unterer Stollen) in einer Breite von 80 m aufgeschlossen wurden. Auch Phosphorit findet man in diesen Tuffen, aber in geringer Menge. An eine Auslaugung des Phosphats aus den Basalten, selbst wenn man zu ihrer Erklärung, wie BECKER[74]) es tut, pneumatolytische Vorgänge heranzieht, ist deshalb nicht zu denken, weil die festen Basalte ihre ganze Phosphorsäure behalten haben, während die an den Phosphoritgang unmittelbar sich anschließenden zersetzten Basalte sogar phosphorsäurereicher geworden sind. Und wie bedeutende Basaltmassen müßten ihren prozentuell so geringen Gehalt an Apatit hergeben, damit ein Phosphoritgang bis zu 50 cm Mächtigkeit zustande kommt!

Noch ein wichtiges Phosphorit- und Magnalitvorkommen muß erwähnt werden, welches erst im Jahre

[74]) A. a. O., S. 69 u. 70.

1918 aufgedeckt wurde. Es befindet sich im sogenannten Hinteren Bruch (Hinter-Bühl), im Osten. Nachdem man von der Oberfläche bis zu einer Tiefe von 15—20 m nur den normalen festen Basalt abgebaut hatte, stieß man hier unvermutet auf einen stark zersetzten Basalt. Im Sommer 1918 sah man diesen als eine kleine Kuppe von 2 m Höhe und wenigen Quadratmetern Querschnitt sich über die Abbausohle erheben, (Fig. 2) weil man ihn als unbrauchbar stehen ließ. Man könnte die Bildung leicht für einen Tuff halten, aber es fehlen ihr, bei genauerem Zuschauen, die Tuffeigentümlichkeiten. Es ist ein einheitlicher Basalt, sehr porös und mürbe. Die Poren haben die mannigfaltigste Form, teils rundlich, teils langgestreckt. Man bekommt den Eindruck, als ob es sich um eine Auslaugung handelte. Sie sind erfüllt mit M a g n a l i t und P h o s p h o r i t, welch letzterer hier und da in größeren Putzen auftritt. Alles weist darauf hin, daß auch hier phosphorsäureführende heiße Gewässer den Basalt beeinflußten, ihn auslaugten und Phosphorit und Magnalit abschieden.

Sehr wichtig ist es, daß die darüber liegenden Basalte unverändert blieben. Es folgt daraus einerseits, daß die Thermen nicht die Kraft hatten, bis an die Oberfläche vorzudringen, andererseits aber auch, daß die oberflächlichen Tagwässer unmöglich bei der Zersetzung des Basalts und bei der Phosphoritbildung eine Rolle spielen konnten.

An der Nord- und Südwand des Bruches sieht man häufig in der Nähe der Oberfläche schlackige Basalte, deren Poren mit Magnalit und hier und da auch mit Phosphorit ausgefüllt sind. Hier ist wohl noch die schlackig erstarrte Oberfläche des Basalts erhalten.

G e o l o g i s c h handelt es sich bei T r i e b e n d o r f um einen ostwestlich streichenden Basaltgang von etwas über 500 m Länge und wechselnder Breite, im Maximum 200 m. Er ist rings umgeben von Tuffen (Fig. 2). Die Fortsetzung des Ganges taucht weiter östlich wieder auf und wurde dort früher in einem jetzt verlassenen Steinbruch abgebaut. Eine weitere Fortsetzung findet sich bei Schönfeld an der Eisenbahn.

Die Absonderung in Säulen ist ganz allgemein. Dazu kommt, wenigstens in den östlichen Teilen des Ganges, eine dickplattige Absonderung senkrecht zu den Säulen. Im frischen Basalt sieht man diese nicht. Aber die Ver-

witterung zu großen Blöcken, wie sie in dem jetzt im Betrieb befindlichen Teil des großen Bruches und besonders in dem verlassenen kleinen Bruch im Osten so schön beobachtet werden kann, läßt kaum eine andere Erklärung zu.

Die Säulen im östlichen Teile des Bruchs sind sehr dick und stehen gleichmäßig, vertikal. Sehr große Mannigfaltigkeit in Mächtigkeit und Stellung herrscht an der Nordwand des mittleren Teils. Gewiß wird auch hier die nicht immer erkennbare Lage der Abkühlungsfläche, also der Tuffgrenze, eine wichtige Rolle spielen, wenn auch stellenweise große glatte Flächen auf tektonische Vorgänge hinweisen. Die Annahme verschiedenaltriger Lavaergüsse läßt sich wohl schlecht mit der Einheitlichkeit der Gesamtbasalte vereinigen. Es müßten dann auch die Grenzen der verschiedenen Ströme und Gänge an ihrer schlackigen Beschaffenheit und evtl. auch an Tuffbildungen kenntlich sein, wovon aber nichts zu sehen ist.

Merkwürdig ist auch die Säulenstellung um den Tuffkegel (Taf. I, Abb. 1). Während nördlich und südlich von diesem Kegel die Säulen steil stehen oder nur wenig Neigung zeigen, liegen sie vor dem Kegel (von Osten gesehen) horizontal; im Bilde sieht man die Säulenköpfe. Der Übergang ist vollständig unvermittelt, wie man an der Südseite heute noch feststellen kann. Man kann sich dem Eindruck nicht verschließen, daß bei der zweiten Eruption, welche den Tuffkegel bildete, die schon erstarrten Basaltsäulen des früheren Lavaergusses bedeutende Störung erlitten. Die Einwirkung der gewaltigen Explosion würde dann auch wohl die erwähnten tektonischen Störungen an der Nordwand verursacht haben. Zu einem Lavaerguß scheint es indes während dieser Periode aus den schon angeführten Gründen nicht gekommen zu sein; doch könnte man die Bildung der im Nordwesten an den Tuff angrenzenden 15 m breiten Zone von verwitterten Basaltkugeln in einer weichen Masse in Verbindung bringen mit dieser letzten Phase der eruptiven Tätigkeit in Triebendorf, an welche sich dann gleich die Ausscheidung der Phosphorite und Silikatgele anschloß.

IV. Steinmühle bei Waldsassen.

Der älteste Basaltbruch der Oberpfalz ist der von Steinmühle bei Waldsassen. Er bildet einen fast kreisförmigen Aufschluß von einigen Hundert Metern Durch-

messer, in dem der Basalt in mehreren Stockwerken abgebaut wird. Die Säulen sind über 1 m mächtig, stehen senkrecht und zeigen fast durchwegs eine dünnplattige Querabsonderung (Taf. I, Abb. 2). Ein zweiter kleinerer Betrieb wurde kürzlich nördlich vom großen Bruch in höherer Lage eröffnet.

Das graulich-schwarze Gestein ist sehr dicht und fest. Einsprenglinge treten makroskopisch selten hervor. Einschlüsse sind aber nicht selten, sowohl endogene als exogene, erreichen jedoch für gewöhnlich keine größeren Dimensionen. Häufig bemerkt man um den frischen Basalt eine graulich-weiße Verwitterungsrinde von einigen Millimetern Dicke, welche gegen den dunklen Basalt scharf absetzt. Manchmal dringt diese Rinde auch tiefer ein und kann das ganze feste Gestein in eine leichte, sehr zerreibliche, grauweiße Masse verwandeln.

Unter dem Mikroskop erkennt man wieder einen Feldspatbasalt mit kleinen Einsprenglingen von frischem, scharf umgrenztem Olivin und Titanaugit in der gewöhnlichen Ausbildung. In der Grundmasse liegen neben zahlreichen braunen Augitmikrolithen und vielen Magnetitkörnern langgestreckte, zwillingslamellierte Plagioklasleisten, welche einem basischen Labrador angehören. Der Plagioklas füllt auch die Zwickel aus zwischen den übrigen Bestandteilen. Apatitnädelchen sind recht häufig. In Hohlräumen findet man ein farbloses, sehr schwach licht- und doppelbrechendes Mineral von wirrschuppigem Aussehen. Es scheint ein Zeolith zu sein, nähere Bestimmung ist indes unmöglich.

Dörr analysierte den Basalt von der Steinmühle (a. a. O. S. 22) und fand:

SiO_2	42,96 %
P_2O_5	Spuren
Al_2O_3	18,26 %
Fe_2O_3	9,08 %
FeO	4,94 %
MnO	0,37 %
CaO	10,89 %
MgO	10,80 %
K_2O	0,92 %
Na_2O	2,08 %
Glühverlust	0,57 %
	100,87 %

Die Urausscheidungen und die granitischen Einschlüsse sind denen von Groschlattengrün sehr ähnlich, auch

was Häufigkeit und Größe anbetrifft. Unter den exogenen finden sich auch hier sehr stark umgewandelte Granite, die mit Magnalit durchsetzt sind. Magnalit findet sich, ebenso wie in Groschlattengrün, auch unabhängig von den Einschlüssen und hat dieselbe Beschaffenheit, wie dort.

Etwas Neues bieten Einschlüsse, welche in ihrem ganzen Aussehen auf ein ursprüngliches Schichtgestein hinweisen: weiße Lagen wechseln mit grauen ab, häufig sind violette Farbentöne; die glasige Beschaffenheit tritt stellenweise deutlich hervor. Im Dünnschliff bestehen die hellen Lagen aus kleinen Quarzkörnern, welche in ein sehr schwach lichtbrechendes Glas eingebettet sind und deshalb scharf hervortreten. Daneben kommt dann auch reines, wasserklares Glas vor, in dem Sanidin skelettförmig ausgeschieden ist. Außerdem bildet der Sanidin schmale Leisten. Ferner liegt im Glas ein stark licht- und doppelbrechendes, gelbliches Mineral, welches nach Kristallform und optischem Verhalten der Olivingruppe angehören muß. Die Dispersion $r > v$ und der kleine negative Achsenwinkel weisen auf ein eisenreiches Glied der Gruppe hin; es ist also wahrscheinlich Fayalit. Endlich kommt neben diesem noch ein Mineral in langen gelblichen Leisten ohne Pleochroismus vor, nach dem ganzen Habitus und nach den optischen Eigenschaften ein Pyroxen. In einem Durchschnitt $\perp \mathfrak{b}$ ist $\mathfrak{c}:c = 38°$, wie beim Diopsid; die Doppelbrechung entspricht ebenfalls diesem Mineral. Der optische Charakter ist aber zweifellos negativ mit mittlerem Achsenwinkel, wie sich einwandfrei im genannten Durchschnitt $\mp$ (010) und in solchen $\perp$ zur ersten Mittellinie $\mathfrak{a}$ bestimmen ließ, in denen die Hyperbelbogen im Gesichtsfeld blieben, jedoch den Rand desselben erreichten. Man möchte so das Mineral nach dem optischen Charakter und nach der ausgesprochenen Längsentwicklung $\mp c$ zu den Natronpyroxenen stellen, durch die Lage der Elastizitätsachsen unterscheidet es sich von diesen.

Die violette Färbung einzelner Partien des Gesteins beruht auf dem ungemein häufigen Auftreten eines violetten Spinells. Stellenweise sind die Oktaederchen in dichten, undurchsichtigen Massen angehäuft. Die makroskopisch grauen Lagen des Gesteins bestehen unter dem Mikroskop aus einer bräunlichen, amorphen Bildung, in der vereinzelte Quarzkörnchen liegen, geradeso, wie man es beim Basaltjaspis beobachtet.

Wahrscheinlich handelt es sich bei diesem Einschluß um einen gefritteten Phyllit, da Phyllite in der Umgebung des Basalts allenthalben anstehen. Die quarzreichen Lagen wären zu dem farblosen Glase mit Quarz und den übrigen, neugebildeten Mineralien geworden, während die glimmerreichen in die bräunliche, amorphe Masse umgewandelt würden.

Phosphorite finden sich im Basaltbruch der Steinmühle in zwei verschiedenen Formen. Als Kluftausfüllungen zwischen den Säulen sind sie nicht häufig und wenig mächtig. Ich beobachtete sie nur im südwestlichen Teil des Bruchs einige Male. Größere Verbreitung und Bedeutung erlangen sie in sehr stark zersetzten Basalten. An der östlichen Bruchwand (auf Waldsassen zu) sieht man, auf der untersten Sohle des Bruchs stehend, im frischen Basalt eine große Partie eines lockeren, dunkelgrauen Gesteins, in der in Fig. 4 skizzierten Form. Die Höhe dieses

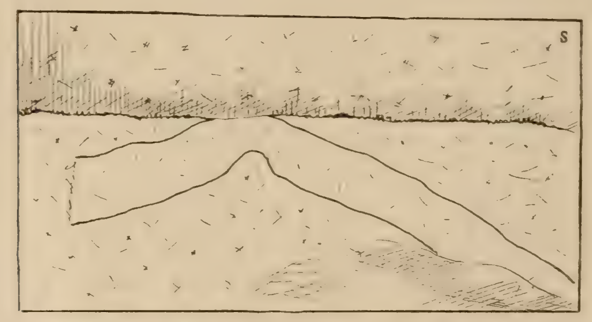


Fig. 4. Zersetzter Basalt mit Phosphorit und Magnalit mitten im frischen Gestein. Steinmühle bei Waldsassen, östliche Wand des Steinbruchs.

zersetzten Basalts erreicht 4 m. Nach Norden grenzt er an festen Basalt, welcher auch über ihm wieder auftritt. Hier und da sieht man kleinere oder größere Putzen von weißem Phosphorit. Noch häufiger aber ist Magnalit, ebenfalls in Putzen oder in kleinen Hohlräumen. Die ganze Bildung hat in jeder Beziehung große Ähnlichkeit mit den auf S. 58 von Triebendorf beschriebenen, zersetzten und mit Phosphorit und Magnalit erfüllten Basalten.

Im Dünnschliff sieht man in der zersetzten Basaltmasse nur noch gut erhaltene Augiteinsprenglinge. Vom Olivin ist die Form allein vorhanden mit einem gelblich-

roten Rand (Iddingsit). Der Kern ist vielfach mit farblosen, schwach doppelbrechenden, zum Teil radialfasrigen Aggregaten erfüllt. Es scheint dasselbe Mineral zu sein, das auch in den Hohlräumen vorkommt. Die Grundmasse ist sehr trübe. Außer Augit enthält sie viele schwarze Erzkörnchen, welche im Pulver magnetisch sind, also wohl zum Magnetit gehören. Der Rest ist eine isotrope oder fast isotrope Substanz. Vom Feldspat findet man nichts mehr. Die zahlreichen Hohlräume weisen die mannigfaltigsten Formen auf und sind wohl auf Auslaugungen zurückzuführen. Sie sind erfüllt mit Magnalit, welcher hier den zonaren Aufbau in hervorragend schöner Form zeigt. Er ist teils farblos, teils hellgelb. Die farblosen Zonen sind immer doppelbrechend, die gelblichen teils doppelbrechend, teils isotrop. Manchmal grenzen hellgelbe und dunkelgelbe Zonen aneinander. Letztere haben dann negativen Charakter der Faserachse, während die hellgelben und farblosen stets positiv sind. Die farblosen Teile sind deutlich schwächer lichtbrechend als Kollolith, die gelben deutlich stärker.

Geht man von der jetzt beschriebenen Zersetzungszone im Basalt weiter nach Süden, so trifft man bald auf eine zweite, mächtige, zersetzte Stelle, welche von ersterer durch frischen Basalt getrennt ist. Unten an der Bruchsohle beobachtet man dasselbe graue Zersetzungsprodukt, dann aber folgt eine rote, sehr mürbe Masse, ebenfalls mit vielen Hohlräumen, die Magnalit enthalten. Auch hier kommt Phosphorit in Putzen und Adern vor. Im Dünnschliff ist die Basaltstruktur noch deutlich zu sehen, aber kein Bestandteil ist mehr erhalten, so daß wir hier eine eigentliche Pseudomorphose nach Basalt vor uns haben. Augit-, Olivin- und Feldspatformen sind erfüllt mit einer isotropen oder fast isotropen Bildung. Die Augite der Grundmasse scheinen durch eine rostige Ausscheidung ersetzt zu sein, während der Magnetit erhalten ist. Der Magnalit in den Hohlräumen ist ebenso beschaffen, wie der in den grau zersetzten Basalten.

Nach Aussage des Bruchmeisters sind diese zersetzten Bildungen der Ostwand im ganzen Bruch aufgetreten. Und in der Tat beobachtet man an der entgegengesetzten, westlichen Bruchwand ähnliche Zersetzungserscheinungen, wobei der Basalt fast ganz in einen grauen Sand verwandelt wurde. Auch hier sind die Neubildungen sehr eisenreich und einmal wurde ein nierenförmiges Brauneisenerz als Überzug beobachtet.

Bei oberflächlicher Betrachtung könnte man all diese Bildungen für Tuffe halten, die im Basalt aufbrechen. Dagegen aber spricht die deutlich erhaltene, auch im Dünnschliff nachgewiesene Basaltstruktur, welche in einheitlicher Beschaffenheit sich im ganzen Aufschluß beobachten läßt. Auch sieht man, abgesehen von den beschriebenen Neubildungen, keine Spur von fremden, nicht basaltischen Bestandteilen.

Fragt man aber nach der Entstehungsweise, so muß man den Einfluß der Verwitterung ganz ausschalten. Denn hier, ebenso wie in Triebendorf (Siehe S. 58), geht die Zerstörung der Gesteine in der Tiefe vor sich, während die darüber liegenden Basalte frisch und fest bleiben können. Die Phosphoritanhäufungen und der Phosphoritgehalt, welcher in einer Probe des grauen Zersetzungsprodukts nach eigener Bestimmung 1,4 % beträgt, während die Analyse des frischen Gesteins nur Spuren ergab, weist uns, meines Erachtens, auch hier den Weg: Heiße, eisenhaltige Quellen, gesättigt mit phosphorsaurem Kalk und Kohlensäure drangen aus der Tiefe in den Basalt ein, und zwar auf einer von Ost nach West den ganzen Bruch querenden Linie. Sie zerstörten die Bestandteile des festen Gesteins, laugten es zum Teil aus und setzten in den kleinen Hohlräumen und auf größeren Klüften Phosphorit und das Silikatgel Magnalit ab. Über die Natur der Neubildungen, welche aus den einzelnen Bestandteilen des Basalts hervorgingen, läßt sich, wie gewöhnlich bei solchen kolloiden Substanzen, leider nichts aussagen, da unsere jetzigen Hilfsmittel vollständig versagen.

V. Der Weidersberg bei Brand.

Schon in Oberfranken, aber noch nahe der Nordgrenze der Oberpfalz, liegt der Basaltbruch am Weidersberg bei Brand. Das Gestein, welches als Straßenschotter Verwendung findet, ist dicht, graulich-schwarz und enthält Olivin und Augit als Einsprenglinge. Überaus zahlreich sind die Ureinschlüsse. Es ist unmöglich, ein Handstück zu schlagen, in dem nicht mehrere derselben vorhanden wären. Manche erreichen bedeutende Größe. Andere Einschlüsse sind seltener. Sehr oft ist der Basalt zersetzt, wobei die Olivinfelseinschlüsse zu einer gelblich-grünen, sehr lockeren Masse geworden sind, die leicht aus dem Gestein herausfällt.

Unter dem Mikroskop sieht man gut umgrenzte Einsprenglinge von Olivin und Augit in einer Grundmasse von Augit, Magnetit, Plagioklas und ein wenig Glas. Es ist also wieder ein F e l d s p a t b a s a l t. Der Olivin ist teils resorbiert, teils noch scharf umgrenzt von den Flächen (010), (110), (100) und (021). In manchen Schliffen ist er tadellos frisch, in anderen ganz oder doch zum größten Teil zersetzt. Das Zersetzungsprodukt ist gelb- bis rotbraun, meist fasrig, aber doch einheitlich auslöschend, ⫲ den Kristallumrissen des ursprünglichen Olivins. Der Pleochroismus ist manchmal deutlich, manchmal recht schwach, $\mathfrak{c}$ ist tief rotbraun, $\mathfrak{a}$ und $\mathfrak{b}$ mehr gelblich; ein Unterschied dieser beiden Schwingungsrichtungen ist kaum wahrzunehmen, also $\mathfrak{c} > \mathfrak{b} = \mathfrak{a}$. Licht- und Doppelbrechung stimmen angenähert mit denen des Augits überein; eine exakte Bestimmung ist bei der intensiven Färbung unmöglich. Der Achsenwinkel ist groß, 2 V fast 90°, so daß der Charakter sich nicht bestimmen läßt. Wenn noch Olivinreste vorhanden sind, verhalten sich diese bei Einschaltung des Gipsblättchens in allen Schnitten umgekehrt wie die Pseudomorphose, also Addition beim Olivin bedeutet Subtraktion bei der Pseudomorphose. Durch Beobachtung im konvergenten Licht ergab sich, wenn man für beide dieselbe kristallographische Aufstellung wählt:

für den Olivin:	für die Pseudomorphose:
$a = \mathfrak{c}$	$a = \mathfrak{a}$
$b = \mathfrak{a}$	$b = \mathfrak{c}$
$c = \mathfrak{b}$	$c = \mathfrak{b}$

Es ist also die Achsenebene in beiden ⫲, nämlich ⫲ (001) des Olivins, während die Mittellinien $\mathfrak{a}$ und $\mathfrak{c}$ vertauscht sind.

Offenbar handelt es sich hier um ein Umwandlungsprodukt ähnlich dem, welches Zirkel[75]) von Steinheim bei Hanau erwähnt und welches Michel Lévy[76]) als „corps ferrugineux“ anführt und das er später[77]) als „minéral rouge“ beschreibt. Nach ihm sind aber $\mathfrak{c}$ im Olivin und in der Pseudomorphose parallel, während $\mathfrak{b}$ und $\mathfrak{a}$ vertauscht sind, der negative wahre Achsenwinkel beträgt 70°, die Doppelbrechung soll die des Olivins erreichen, die Lichtbrechung

75) F. Zirkel, Basaltgesteine, S. 63 und 65.

76) A. Michel Lévy und A. Lacroix, Minéraux des Roches. Paris 1888, S. 248.

77) A. Michel Lévy, Bull. de la Soc. Géol. de France. 1890, S. 831.

die des Pyroxens. SIGMUND[78]) und WIEGEL[79]) fanden bei ähnlichen Bildungen dieselbe Orientierung wie MICHEL LÉVY, während die Beobachtungen STARK's[80]) in Gesteinen Ustikas mit denen am Weidersberg übereinstimmen: Das „Rote Mineral" ist in allen Schnitten anders orientiert wie der Olivin. STARK[81]) untersuchte außerdem das „Rote Mineral" im Basalt von Langenscheid in Nassau und fand dort für eine Varietät mit großem negativem Achsenwinkel (2 V = 70°) die Lage der Achsenebene in (100) und die Orientierung: a = $\mathfrak{b}$, b = $\mathfrak{c}$, c = $\mathfrak{a}$, also abermals eine andere Abweichung von MICHEL LÉVY. Wieder andere Orientierung fand LAWSON[82]), welcher die Pseudomorphose als eine Ausscheidung aus dem Magma betrachtete und ihr den Namen Iddingsit gab. Er bestimmte, indem er die kristallographische Aufstellung des Olivins wählte: a = $\mathfrak{a}$, b = $\mathfrak{b}$, c = $\mathfrak{c}$.

Einen frischen Rand, von dem DOSS[83]) spricht, konnte ich nicht beobachten. Wohl aber ist der Kern oft noch vollkommen frisch, bei vollständig umgewandeltem Rande. Häufig tritt die Erscheinung auf, besonders bei größeren Olivinen, daß der rotumrandete Kern in ein grünliches Mineral umgewandelt wurde, welches fast einachsig negativ ist, und wechselnde Doppelbrechung hat, bis zu der des Augits ansteigend; im wirrschuppigen Aggregat sieht man bisweilen einheitlich polarisierende Stellen; es steht demnach dem schon oft erwähnten grünlichen Zersetzungsprodukt des Olivins wenigstens sehr nahe, wenn es nicht mit ihm identisch ist. Im Handstück bildet es die schon erwähnten gelblich-grünen lockeren, pulverigen Massen.

---

[78]) AL. SIGMUND, Nephelinbasanit des Steinberges bei Feldbach. TSCHERM. Mineral. u. petrogr. Mitteil., Bd. **16,** 1897, S. 356.

[79]) H. WIEGEL, Die Verwitterungserscheinungen des basaltischen Olivins, insbesondere das „Rote Mineral". Zentralbl. f. Min. usw., 1907, S. 374.

[80]) M. STARK, Die Gesteine Ustikas. TSCHERM. Mineral. u. petrogr. Mitteil., Bd. **23,** 1904, S. 487.

[81]) M. STARK, Geolog.-petrogr. Aufnahme der Euganeen. TSCHERM. Mineral. u. petrogr. Mitteil., Bd. **27,** 1908, S. 477.

[82]) ANDR. C. LAWSON, The Geology of Carmelo Bay. Bull. of the Department of Geology, University of California, Bd. **1,** 1893, S. 34.

[83]) BRUNO DOSS, Die basaltischen Laven und Tuffe der Provinz Haurân und von Dîret et Tulûl in Syrien. TSCHERM. Mineral. u. petrogr. Mitteil., Bd. **7,** 1886, S. 493.

Sehr merkwürdig ist nun die ziemlich häufige Beobachtung, daß zwischen dem rotbraunen Rand und dem grünen Kern eine vollkommen frische Zone des unzersetzten Olivins sich findet, ohne daß Risse im frischen Olivin zwischen beiden zersetzten Zonen vermitteln würden.

Von kalter Salzsäure wird sowohl das rote, als auch das grüne Umwandlungsprodukt leicht zersetzt unter Ausscheidung von Kieselsäuregallerte. Legt man den Dünnschliff nach Behandlung mit verdünnter Salzsäure in Brillantgrün, so sieht man, wie überall die Zersetzungsprodukte aus dem Olivin herausgelöst sind und lebhaft grün gefärbt erscheinen. Es muß das besonders betont werden, weil Doss[84]) die gegenteilige Angabe macht.

Von einer „Verrostung" des Olivins, oder von einer „Limonitbildung" kann man demnach, wie es wohl manchmal geschieht, nicht sprechen. Es handelt sich jedenfalls um neugebildete Silikate.

Die Augiteinsprenglinge sind gut umgrenzt und zeigen gewöhnlich Zonarstruktur. Der Kern ist schwach grünlich gefärbt und reich an Glaseinschlüssen, welche dem Rand vollständig fehlen. Dieser ist braunviolett, von schwachem Pleochroismus. Es ist somit der Kern ein mehr diopsidischer Augit, während der Rand zum Titanaugit zu stellen ist. Wie bei Triebendorf wurde auch hier einmal ein schlecht umgrenzter, größerer rhombischer Pyroxen beobachtet, welcher ringsum einen Schmelzrand besitzt, aus Olivinkörnern bestehend.

Die zahlreichen Grundmasseaugite sind braun gefärbt, ohne Pleochroismus. Daneben tritt Magnetit auf und mehr oder weniger Plagioklas in Leistenform. Es ist basischer Labrador. Farbloses bis bräunliches Glas ist vorhanden, spielt aber keine wichtige Rolle. In kleinen Poren sieht man hier und da etwas Opal.

Es ist also das Gestein vom Weidersberg ebenfalls ein Feldspatbasalt, unterschieden von denen von Triebendorf und Steinmühle hauptsächlich durch den zum Teil verglasten, diopsidähnlichen Kern des Titanaugits. Im großen ist der auffallendste Unterschied das Auftreten der zahlreichen Einschlüsse von Olivinfels und Pyroxenit. Erstere erreichen bedeutenden Umfang, sie können kopfgroß werden. Auch hier, wie bei den Olivineinsprenglingen, zeigt sich die merkwürdige Erscheinung,

---

[84]) Ebenda, S. 494 und 495.

daß absolut frische Olivinfelse und ganz zersetzte, die bei der geringsten Berührung zerbröckeln, in nächster Nähe sich finden. Mikroskopisch ergibt sich dasselbe Bild wie bei den Einschlüssen von Groschlattengrün (S. 10), nur tritt häufiger Picotit auf in tiefbraunen Kristallen. Sehr schön ist auch die Anschmelzung des Enstatits am Rand und auf Brüchen zu beobachten, unter Neubildung von körnigem Olivin und eines stengligen Aggregats von monoklinem Pyroxen. In den verschiedenen Mineralien dieser Lherzolithe sieht man Opal, manchmal mit einem Aragonitkern, in Tropfenform erscheinen. Einzelindividuen von Olivin, Enstatit und Diopsid lassen sich neben den Olivinfelsen und Pyroxeniten recht häufig beobachten.

Granitische Einschlüsse.

Große Graniteinschlüsse sind mir vom Weidersberg nicht bekannt geworden. Nicht selten aber sieht man kleine, weiße Einschlüsse im Basalt, welche zweifellos dem Granit entstammen. Meist sind sie sehr mürbe und bröckelig, so daß sie beim Schlagen leicht aus dem Gestein herausfallen. Nur die quarzreicheren zeigen mehr Festigkeit. Mit dem bloßen Auge sieht man nur ein Gemenge von Quarz mit milchweißem Feldspat. Unter dem Mikroskop läßt der Kalifeldspat auch hier seinen kleinen Achsenwinkel erkennen. Meist ist er zertrümmert, und zwar so, daß große Individuen von einem körnigen Aggregat desselben Minerals umgeben sind. Die perthitische Verwachsung ist noch erhalten, ebenso mitunter die Mikroklinlamellen. Der Plagioklas ist gut zwillingslamelliert und steht dem Oligoklas-Andesin nahe. Der Quarz ist mit vielen Rissen durchzogen, aber nicht so sehr zertrümmert, wie der Orthoklas. Von einer Verglasung, wie in Triebendorf, konnte ich hier nichts bemerken. Der Glimmer fehlt.

Der Basalt tritt ganz ohne jede Änderung nahe an den Einschluß heran. Dann schaltet sich ein schmaler Streifen ein, welcher aus zahlreichen Augiten und einer braunen Glasmasse besteht. Endlich folgt eine Sanidinzone. Der Sanidin, durch seine schwache Lichtbrechung und den kleinen negativen Achsenwinkel gut kenntlich, sitzt in Leistenform auf der augitreichen Zone und wächst in den Einschluß hinein. Besonders deutlich zeigt sich das, wo er an Orthoklas grenzt. Der Sanidin ist an und für sich wasserklar, stellenweise aber enthält er Einschlüsse

von Glas, welche teils farblos, teils tiefbraun sind, so daß man sie in letzterem Falle für Erz halten könnte. Das farblose Glas bildet Garben und Büschel im Sanidin, das braune sehr zierliche Skelette. Auch grünlicher Augit in langen Leisten kommt in der Sanidinzone vor und bildet bisweilen ebenfalls garbenförmige Aggregate, welche sehr an Sillimanit erinnern. Doch schützt die schiefe Auslöschung vor einer Verwechslung. Endlich sind aus dieser Zone noch sehr kleine Fetzen von Biotit und einige kleine Stückchen von Katophorit zu erwähnen.

Als Neubildung sieht man im Einschluß auch hier wieder den Magnalit in typischer Entwicklung. Zonarer Aufbau ist gewöhnlich. Der Kern ist meist sehr hell, ein wenig grünlich und nur schwach aggregatpolarisierend; nach außen folgt eine fasrige Zone mit gelben Interferenzfarben, der Charakter der Fasern ist positiv. Im gewöhnlichen Licht unterscheiden sich diese nicht vom Kern. Daran schließt sich ein ganz schmaler isotroper Ring von gelblich-grüner, etwas schmutziger Farbe. Endlich kommt, scharf abgegrenzt, eine Randzone von reinem Gelbgrün, welche wieder isotrop ist, oder doch nur schwach polarisiert. Die Lichtbrechung der einzelnen Zonen ist sehr verschieden. Der stärker doppelbrechende Teil steht in seiner Lichtbrechung deutlich unter Kollolith, die fast isotropen Teile ebenso deutlich über diesem. Die angegebene Reihenfolge der Zonen ist nicht allgemein gültig. Es kommen auch Stellen vor, welche nur den einen oder anderen Teil enthalten. Gegen die Umgebung ist der Magnalit stets scharf abgegrenzt, also sicher jünger in seiner Entstehung.

In anderen Hohlräumen der Einschlüsse hat sich Aragonit gebildet, manchmal in Form radialstengliger Aggregate. Meist ist er von einem schmalen Opalrand umgeben, der wegen seiner schwachen Lichtbrechung deutlich hervortritt. Opal kommt auch ohne Aragonit vor und dieser ohne Opal. Endlich sind bisweilen die Risse im Quarz oder Feldspat mit Aragonit erfüllt.

Neubildungen treten auch unabhängig von den Einschlüssen in Hohlräumen des Basalts auf. Es sind meist radialstenglige Aggregate oder prismatische Kristalle von Aragonit, hier und da auch Kalkspatkristalle. Zwischen Karbonat und Basalt ist dann eine dünne Schicht von nierenförmigem, blauem Opal abgeschieden. Hier und da findet man den Magnalit als dünnen Überzug auf den Basalten.

Über die Lagerungsverhältnisse läßt sich nicht viel sagen. Im Steinbruch sind Basaltsäulen von einer mittleren Dicke eines halben Meters aufgeschlossen, die meist vertikal stehen, oder auch schwach geneigt sind. An der westlichen Wand liegt Basalttuff über Granitgrus und hat sich an der Kontaktstelle mit diesem vermischt. Es liegt wohl eine Lavadecke vor, die einem bis jetzt unbekannten Eruptionsherd entstammt.

VI. Der Basaltbruch am Armannsberg.

Die Basaltkuppe des Armannsberges, nahe der Grenze von Kristallinischem und Trias gelegen, erhebt sich weithin sichtbar über die Umgebung. Die Kuppe wird gebildet von einem großen Blockmeer, das wenig Einblick bietet in den Aufbau des Vulkans und wenig geeignetes Material zum Studium liefert. Um so wichtiger ist der große Aufschluß, welcher durch das Immenreuther Basaltwerk nördlich vom Armannsberg geschaffen wurde. WALDECK[85]) nennt die Höhe, auf welcher der Steinbruch betrieben wird, die Zinster Kuppe, weil man von Zinst bei Kulmain ostwärts unmittelbar zu ihr emporsteigt. Im Kataster trägt sie den Namen Steinwitz. Vom Basalt des Armannsberges ist der des Steinwitzhügels durch eine Phyllitzone getrennt. Wenn im folgenden von Basalten am Armannsberg die Rede ist, so ist damit immer dieser Aufschluß gemeint.

Es handelt sich wohl um eine mächtige Basaltdecke, welche in einem großen Steinbruch abgebaut wird. Die Säulen sind über einen Meter dick und stehen durchwegs vertikal. Der Basalt ist in seinem äußeren Habitus dem vom Weidersberg sehr ähnlich. Auch hier findet man eine Menge von Ureinschlüssen in allen möglichen Kombinationen und Größen, auch hier sind ganz frische Gesteine neben durchaus zersetzten, aus denen vor allem die Olivinfelseinschlüsse als grüngelbe, pulverige Massen beim Zerschlagen herausfallen. Eine Eigentümlichkeit aber hat dieser Aufschluß: das sind die sehr häufigen „Sonnenbrenner", ganz morsche Gesteine, welche beim Anschlagen in Trümmer zerfallen. Ein sehr großer Teil des gebrochenen Materials muß deshalb auf die Halden ge-

---

[85]) HERM. WALDECK, Beiträge zur Kenntnis der Basalte der Oberpfalz, S. 48.

worfen werden, weil es für Straßenbeschotterung gänzlich unbrauchbar ist.

Auch unter dem Mikroskop zeigt sich die Ähnlichkeit mit dem Weidersberger Basalt. Einsprenglinge von Olivin, teils frisch, teils in das Rote Mineral umgewandelt und Titanaugit, wie am Weidersberg mit einem grünen, zum Teil verglasten, diopsidähnlichen Kern. Die Grundmasse enthält zunächst dieselben Mineralien, wie die der Basalte am Weidersberg, nämlich viel Augit, Magnetit und basischen Labrador. Daneben aber sieht man stets Nephelin in geringerer oder größerer Menge, der infolge seiner schwächeren Lichtbrechung deutlich hervortritt. Er hat keine Kristallform, sondern füllt die Räume zwischen den übrigen Mineralien aus. Apatit tritt wenig hervor. Wir haben also hier einen bis jetzt noch nicht angetroffenen Typus vor uns, einen nephelinführenden Feldspatbasalt.

In kleinen Hohlräumen hat sich Phillipsit gebildet. Man sieht öfters Durchkreuzungszwillinge, bei denen beide Teile $\perp$ c sind. c halbiert einen sehr großen Achsenwinkel. Das weist auf negativen Charakter des Minerals hin, wie er in Groschlattengrün für gewöhnlich beobachtet wurde (S. 26). Ausgebildete Kristalle von Phillipsit sind bis jetzt nicht bekannt geworden. Neben Phillipsit findet sich in kleinen Hohlräumen ein im Dünnschliff meist farbloser Magnalit.

Die Urausscheidungen sind zum größten Teil Olivinfels (Lherzolith), wie sie früher beschrieben wurden. Häufig sind aber auch Pyroxenite oder Einzelindividuen von Olivin und Pyroxen. Der Olivin der Einschlüsse sowohl, wie die Olivineinsprenglinge sind oft weitgehend zersetzt in ganz derselben Weise, wie am Weidersberg. Nicht selten ist der Olivin aber auch fast ganz frisch, nur daß man hier und da grüne Umwandlungsprodukte sieht von glimmerähnlichem Habitus, von schwacher Licht- und starker Doppelbrechung und negativem, sehr kleinem Achsenwinkel. Die Lichtbrechung ist so niedrig, daß α sehr tief unter der des Kolloliths liegt, γ dessen Lichtbrechung kaum übersteigt. Beides, Lichtbrechung und Doppelbrechung, schließen also, wie in allen Basalten der Oberpfalz, Serpentin unbedingt aus. In anderen Schliffen und selbst an anderen Stellen desselben Schliffes ist der Olivin ganz oder fast ganz in das erwähnte Rote Mineral umgewandelt und es läßt sich dann beobachten, wie das

grüne Mineral allmählich in das rotbraune übergeht, wodurch die Anschauung ZIRKEL's bestätigt wird, daß beide Bildungen ein verschiedenes Stadium der Zersetzung darstellen,[86]) und zwar handelt es sich wohl um verschiedene Oxydationsstufen des Eisens in den beiden Silikaten.

Wie am Weidersberg beobachtet man auch hier häufig, daß ein rot umrandeter Olivin im Kern zu einem grünen Mineral geworden ist, welches, wie dort, meist schuppig aufgebaut ist und Aggregatpolarisation zeigt, nicht selten aber auch einheitlich auslöscht und in der Doppelbrechung wenigstens an Augit heranreicht und einen kleinen negativen Achsenwinkel zeigt, was alles wieder gegen Serpentin spricht. Einzelne Teile erscheinen allerdings ganz isotrop. Zwischen rotem Rand und grünem Kern ist, wie am Weidersberg, oft eine Zone von frischem Olivin erhalten. Größere Olivinfelseinschlüsse sind nicht selten ganz in das grüne Mineral umgewandelt und bilden dann eine gelblich-grüne, im Wasser zerfallende Masse, welche sich schon durch das Fehlen des Glasglanzes vom Olivin unterscheidet. In kalter, verdünnter Salzsäure zersetzt sie sich unter Ausscheidung von gelatinöser Kieselsäure. Die Lösung ergibt viel Fe und Mg, etwas Al und ziemlich viel Ca. Der Rückstand enthält Picotitkriställchen.

Bei den festen Basalten findet man diese Zersetzungserscheinungen nur in der Nähe der Oberfläche. Weiter von dieser aber ist der Olivin frisch, abgesehen von dem früher erwähnten grünen glimmerähnlichen Mineral, das sich überall findet. Bei den „Sonnenbrennern" aber ist das ganze Gestein morsch und spröde. Es dringt dann auch die Umwandlung des Olivins bis ins Innerste der Säulen hinein. Man muß also wohl die zuletzt geschilderte Umwandlungserscheinung der Verwitterung zuschreiben, welche durch die Atmosphärilien hervorgebracht wird.

Die „Sonnenbrenner"

sind, wie gesagt, morsche Gesteine, gegen den geringsten Druck empfindlich. Sie haben eine rauhe Oberfläche, in der viele scharfe Kanten und Spitzen aufragen, welche beim Anfassen die Hand zerschneiden. Wenn man genau zuschaut, sieht man, daß der Basalt nach allen Richtungen von Rissen durchzogen wird — besonders deutlich tritt das auf der angeschliffenen Fläche hervor —, nach denen

[86]) F. ZIRKEL, Basaltgesteine. S. 64 und 65.

das Gestein in unregelmäßige, erbsen- bis haselnußgroße Stückchen zerfällt. Auf diesen Rissen ist ein graublaues Verwitterungsprodukt ausgeschieden. So erscheint das ganze Gestein graublau. Außerdem treten noch kleine, schwarze, sternförmige Flecken hervor, deren Natur nicht festgestellt werden konnte. Vielleicht kommen sie nur dadurch zustande, daß hier der graublaue Überzug fehlt und man so durch die Lücken den Basalt sieht.

Im Dünnschliff beobachtet man ebenfalls die sich kreuzenden Risse sehr gut. Sie sind erfüllt mit einer amorphen, teils farblosen, teils bräunlich-schwarzen Ausscheidung, welche sich nicht näher bestimmen läßt. Diese ist es offenbar, welche den im Handstück erkennbaren blauen Überzug bildet. Nephelin und Feldspat in diesen „Sonnenbrennern" sind ebenso frisch und unverändert, wie in den festen Basalten. Es läßt sich deshalb unmöglich die Entstehung der „Sonnenbrenner" am Armannsberg auf eine Verwitterung des Nephelins oder des Feldspats zurückführen, wie es die jetzt gewöhnliche Annahme ist. Daß überhaupt die Verwitterung bei der Bildung dieser „pathologischen Facies" der Basalte keine Rolle spielt, ersieht man deutlich daraus, daß das Innere der Säulen aus „Sonnenbrennern" bestehen kann, während der Säulenrand noch fest und frisch ist. Der einzige Unterschied zwischen festen Basalten und Sonnenbrennern besteht darin, daß letztere von zahlreichen Rissen durchsetzt werden, welche das Gestein in kleine Stückchen zerlegen und ihm seine ganze Festigkeit nehmen. Eine Folge davon ist das Eindringen der zersetzenden Agentien, welche aber in den hier vorliegenden Basalten nur den Olivin umwandeln. Dieser ist in den Sonnenbrennern fast vollständig zu Iddingsit geworden, während bei den festen Basalten die Iddingsitbildung nur in der Nähe der Oberfläche auftritt. Alle übrigen Bestandteile sind in den Sonnenbrennern ebenso frisch, wie im festen Gestein. Von großer Bedeutung ist es ferner, daß die Risse durch alle Bestandteile des Gesteins in derselben Weise hindurchsetzen, hier einen Olivin, dort einen Augit, dann wieder einen Feldspat oder Nephelin in zwei Teile zerlegend, und doch sind diese Mineralien, mit Ausnahme des Olivins, auch unmittelbar am Riß, vollständig unverändert.

Nach LEPPLA[87]) kommt die Rißbildung bei den Sonnenbrennern dadurch zustande, daß die farblosen Bestandteile

[87]) A. LEPPLA, Über den sogenannten Sonnenbrand der Basalte. Zeitschr. f. prakt. Geol., Bd. IX, 1901, S. 170 ff.

der Grundmasse verwittern und daß dann bei dieser Verwitterung durch Volumvermehrung eine Sprengung des Gesteins erfolgt. Die Verwitterung ist also nach LEPPLA das Primäre, die Rißbildung das Sekundäre. Das verwitternde Mineral betrachtet er als Nephelin. Besonders dort, wo dieser sich anhäuft, bildet sich ein Verwitterungszentrum, von dem radiale Sprünge ausgehen. Äußerlich sind diese Stellen durch die hellen Flecken der Sonnenbrenner kenntlich. „Im allgemeinen ergibt sich, daß allen nephelinhaltigen Gesteinen die Neigung zu Sonnenbrennern eigen sein kann, daß also alle Nephelinbasalte (ROSENBUSCH) und selbst die meisten Nephelinbasanite bei der Verwendung als Pflastermaterial außer Betracht bleiben müßten." (S. 175.)

Gegen diese praktische Regel braucht man nur anzuführen, daß die nephelinreichsten Basalte der Oberpfalz, die von Groschlattengrün, ausgezeichnet feste Gesteine sind, welche nicht im geringsten unter Sonnenbrennern leiden. Andererseits werden wir vom Hohen Parkstein nephelinfreie Basalte kennen lernen, welche typische Sonnenbrenner liefern. Auch die theoretische Erklärung LEPPLA's findet in der Oberpfalz keine Bestätigung. Wie schon gesagt, sieht man den Nephelin ebenso frisch in den Sonnenbrennern wie in den zerstörten Basalten, es kann also Verwitterung dieses unmöglich die Ursache der Risse in den Gesteinen sein. Alles weist vielmehr darauf hin, daß die Risse das Primäre sind, welche dann die Veranlassung bieten konnten zu einer weitgehenden Verwitterung des Olivins, während der Nephelin auch jetzt unverändert erhalten blieb.

Fragt man nun nach der Ursache der Risse, so wird man wohl kaum fehlgehen, wenn man annimmt, daß dieselben in einer bei der Erstarrung des Gesteins auftretenden Absonderung ihre Grundlage haben, entsprechend der perlitischen Absonderung mancher Gläser. Es wäre demnach der Sonnenbrenner ein perlitisch oder kokkolithisch erstarrter Basalt, der infolge dieser Absonderungsform einerseits zum Verfall in kleine Stückchen neigt, andererseits den verwitternden Agentien Zutritt bis ins Innerste gewährt. Sowohl durch diese Absonderung, als auch durch die nachfolgende Verwitterung auf den Absonderungsflächen verliert der Basalt jede Festigkeit und zerfällt „kokkolithisch", wie schon die älteren Geologen sich aus-

drückten, wird zu einem „Perlbasalt“, wie GÜMBEL[88]) ihn nennt.

Die Flecken, die das zuerst Auffallende bei Sonnenbrennern sind, rühren von den auf den Kluftflächen sich niederschlagenden Verwitterungsprodukten her, sie sind deshalb eine Folgeerscheinung, keineswegs aber die Ursache der Zerstörung in den Sonnenbrennern. Mit einer Anhäufung der hellen Gemengteile (Nephelin) haben diese Flecken, bei den uns jetzt beschäftigenden Basalten wenigstens, nichts zu tun. Die Basalte im Steinbruch am Armannsberg sind gleichmäßig zusammengesetzt. Hier und da kommen freilich Anhäufungen von hellen Bestandteilen vor; sie sind dann aber ganz unregelmäßig verteilt, während die Flecken der Sonnenbrenner in gleichen Abständen auf der ganzen Oberfläche erscheinen. Zudem finden sich diese Anhäufungen ebensowohl in den frischen Basalten, als auch in den Sonnenbrennern, und in beiden sind sie absolut frisch. Sie können also keine Verwitterungszentren bilden, von denen radial Sprünge ausgehen. In der Tat sieht man auch, wie die Risse sich nicht im geringsten um solche Anhäufungen bekümmern, sondern wie dieselben durch alle Bestandteile gleichmäßig hindurchsetzen und sich dort kreuzen, wo sie sich gerade treffen.

Es wurde schon darauf hingewiesen, daß der Kern der Basaltsäulen die Eigenschaften der Sonnenbrenner aufweisen kann, während der Rand noch frisch ist. Allem Anschein nach ist das eine häufige Erscheinung. LEPPLA selbst erwähnt solche Beispiele und sucht sie bei dem Vorkommen von Wilsenrod in der Weise zu erklären, daß im Kern das helle Mineral sich angereichert habe, wie in der Tat der höhere Natrongehalt des Kerns einer Säule gegenüber dem Rand bestätigt (S. 175). Ohne dieses anzweifeln zu wollen, muß doch betont werden, daß es nicht angeht, eine solche Feststellung zu verallgemeinern. Die Absonderung in Säulen geht vor sich, nachdem der Basalt schon eine gewisse Festigkeit erreicht hat, wie aus der nicht seltenen Beobachtung sich ergibt, daß Kristalle bei der Absonderung auseinandergerissen werden, so daß die Bruchstücke in zwei benachbarten Säulen sich finden. In dieser Periode ist aber eine Differenzierung der Bestandteile nicht mehr möglich, und deshalb wäre es ganz undenkbar, daß der

---

[88]) C. W. GÜMBEL, Die Geologie von Bayern, Bd. I, S. 138.

Nephelin sich stets im Kern der Säule anhäufen sollte. Wenn es trotzdem einmal vorkommt, so kann das nur ein Zufall sein, der unabhängig von der Säulenbildung ist. LEPPLA sagt aber ganz allgemein von den Basaltsäulen in Wilsenrod: „Der Kern der Säulen ist hellgefleckt und von unebenem, muscheligem Bruch . . . . Die äußere, 2—10 cm dicke Schale der Säulen, ist nicht gefleckt und scheinbar gesund, muschelig und eben brechend“ (S. 172). Dasselbe beobachtete er beim Basalt von Schlossheck bei Westerburg. Meine Beobachtungen ergänzen diese Angaben LEPPLAS. Von der Zinster Kuppe wurden diese schon erwähnt. Später werden wir typische Sonnenbrenner vom Hohen Parkstein kennen lernen, bei denen der Kern der Säule mürbe ist und vollständig zerfällt, während der Rand frisch und fest blieb, und doch hat diese Säule jahrzehntelang an der Oberfläche gelegen, so daß der feste Rand ebensolange den verwitternden Agentien ausgesetzt war, wie der morsche Kern. In der chemisch-mineralogischen Zusammensetzung herrscht auch hier im Kern und am Rand volle Übereinstimmung. Auch LORD[89]) erwähnt, daß die Basaltblöcke, welche im Reichsforst herumliegen, oft im Zentrum eine „grobkokkolithische“ Ausbildung zeigen, während die Randteile aus dichtem Basalt bestehen.

Es bleibt also nichts anderes übrig, als an eine primäre Absonderung zu denken. Man könnte sich den Vorgang vielleicht in folgender Weise vorstellen: Sobald sich im Basalt die Absonderungsklüfte gebildet haben, können die in den Basaltsäulen noch vorhandenen Gase auf den Klüften abziehen, und es tritt deshalb an den Kluftwänden eine raschere Entgasung ein, als im Innern der Säulen. Entgasung wirkt aber in derselben Weise, wie schnellere Abkühlung: Das Säulenäußere erstarrt rascher, als der Kern. Infolgedessen bildet sich am Rand der Säulen eine feste Kruste. Wenn nun im Laufe der Zeit auch der Kern durch Entgasung und Abkühlung vollkommen erstarrt und sich dabei zusammenzieht, so ist er für die Kruste zu klein. Es müssen deshalb Absonderungsrisse im Kleinen entstehen, wie früher die großen Absonderungsklüfte zwischen den Säulen sich bildeten. Man könnte auch versucht sein, an eine raschere Abkühlung auf den Rissen zwischen den Säulen zu denken. Aber es ist doch unwahr-

---

89) LORD, Basalte des Fichtelgebirges, S. 21.

scheinlich, daß hier die Temperatur merklich rascher abnehme, als in den Säulen selbst, da die entweichenden Gase dieselbe auf annähernd gleicher Höhe halten werden, während der Verlust dieser Gase, welche auf den Klüften frei in die Luft entweichen können, für die rasche Erstarrung der Kluftwände von viel größerem Einfluß sein muß.

Exogene Einschlüsse.

Einschlüsse fremdartiger Gesteine sind im Basalt des Steinwitzhügels nicht gerade zahlreich. Merkwürdigerweise findet man noch am häufigsten Granite, obschon nach der GÜMBELschen Karte, Blatt Erbendorf, die Granitgrenze 4 km entfernt liegt, und der Basalt Phyllite durchbricht. Es müssen also wohl unter diesen Granite vorhanden sein. Ein größerer Graniteinschluß liegt vor, bei dem die Orthoklaseinsprenglinge deutlich hervortreten. Der Quarz ist sehr bröcklig, der Glimmer verschwunden. Auffallend ist die löchrige Beschaffenheit des ganzen Granits. Diese tritt bei kleineren Einschlüssen noch mehr hervor. Sie sind manchmal schwammig geworden, am meisten in der Nähe der Basaltgrenze. Bei einem Einschluß, der mehr quarzitisch ist, hat der Quarz einen glasigen Überzug, und in der Nähe der Basaltgrenze ist er ganz zu Glas geworden, welches durch Verwitterung Wabenstruktur angenommen hat.

Unter dem Mikroskop zeigt der mit Albitschnüren durchzogene Kalifeldspat kleinen Achsenwinkel und ist mit einem parallel orientierten Sanidinrand umgeben, der durch seine wasserhelle Beschaffenheit und durch das Fehlen der Albitschnüren auffällt. Der Plagioklas, ein Andesin, ist am Rand und auf Rissen aufgelöst, und Sanidin ist an seine Stelle getreten. Der Quarz löscht undulös aus. Er ist stellenweise ebenfalls durch Sanidin ersetzt, und dieser dringt buchtenartig in ihn hinein, ebenso wie in die Feldspate. Gewöhnlich wird der Sanidin, wo er an den Quarz anstößt oder in ihn eindringt, sehr trübe, als wenn er mit Glas imprägniert wäre. Der Quarz ist reich an Einschlüssen, welche zum Teil aus Glas bestehen, zum Teil aber wohl Rutilnädelchen sind. Bei dem oben erwähnten, schon oberflächlich verglasten Quarz, erreichen die Glaseinschlüsse bedeutende Größe, manchmal so, daß die Bruchstücke großer Quarzindividuen ihren Zusammenhang verloren haben und im Glase schwimmen. Meist aber tritt das Glas in den Einschlüssen zurück; der Sanidin scheint

seine Stelle zu vertreten. Von anderen Neubildungen findet man Spinelloktaederchen und etwas Sillimanit, meist in fasriger Form.

Die Grenzzone zwischen Basalt und Einschluß ist sehr reich an wasserklarem oder durch Einschlüsse getrübtem Sanidin, welcher farblose Nädelchen enthält, deren Natur sich nicht deuten ließ. An den Sanidin grenzt manchmal eine farblose, amorphe Masse, ein wenig schwächer lichtbrechend als dieser und dieselben Nädelchen umschließend. Vermutlich haben wir hier wieder eine amorphe Sanidinsubstanz vor uns, wie sie bei den Einschlüssen von Groschlattengrün schon erwähnt und zu erklären versucht wurde (S. 17). Im Sanidin und in dieser amorphen Bildung sieht man bisweilen farblose, isotrope Tropfen oder Schnüre. Wegen der schwachen Lichtbrechung treten sie deutlich hervor. Es sind offenbar glasige Ausscheidungen. Der Sanidin bildet nicht selten langgestreckte Leisten, welche radial angeordnet sind und dann auch schon im Handstück auffallen und einem Natrolith ähnlich sehen.

Im Sanidin schwimmen viele Augitkristalle, teils gut umgrenzt, teils zerfetzt und zerfasert. Dann sehen sie dem Sillimanit ähnlich, löschen aber schief aus. Nahe beim Basalt sind es Titanaugite, etwas weiter davon entfernt werden sie im Dünnschliff fast farblos, während sie im Handstück grün sind und der ganzen Zone ihre grüne Färbung verleihen. Oft sieht man Einschlüsse von Sanidin im Augit, manchmal tritt sogar echte Siebstruktur auf, indem ein einheitliches Augitindividuum ganz durchlöchert und mit Sanidin erfüllt ist. Die Augite wachsen nicht selten als Ägirin fort, welches Mineral außerdem in selbständiger Ausbildung vorkommt, aber schlecht entwickelt ist. Katophorit ist in sehr geringer Menge vorhanden. Dazu kommt noch Apatit und Magnalit, letzterer ist aber für das Gesamtbild ohne Bedeutung.

Der Basalt zeigt an der Einschlußgrenze wenig Veränderung. Das einzige ist eine Konzentration des Augits und Zurücktreten der übrigen Bestandteile. Dann aber folgt der in jeder Beziehung normale Basalt.

Von anderen Einschlüssen kommen nur noch gefrittete Sandsteine in Betracht; es sind feinkörnige Gesteine mit glasigem Überzug.

Neubildungen.

Eine Eigentümlichkeit für die Basalte beim Armannsberg ist das häufige Vorkommen eines Hyalitüber-

zuges. Er bildet eine dünne, glasige Schicht mit nierenförmiger Oberfläche, meist farblos, manchmal schwärzlich. Im Dünnschliff beobachtet man Spannungsdoppelbrechung. Auch in den Basalt ist der Opal eingedrungen; er erfüllt Hohlräume in demselben. Phillipsit als Neubildung wurde schon erwähnt, er tritt fürs bloße Auge nicht hervor.

Eine wichtige Rolle spielen wieder Phosphorite, welche teils als Ausfüllung der Klüfte zwischen den Säulen, teils in Gängen auftreten. Schon WALDECK[90]) erwähnt diese Bildungen: „Eine 5–8 m mächtige Verwitterungsschicht bzw. -zone ist vielfach durchsetzt mit phosphorit-, steinmark- und specksteinähnlichen Substanzen, ... die namentlich in dem jetzt verlassenen westlichen unteren Bruch in großer Menge zusammengeschwemmt sind.“ Als Analysenresultat gibt er an:

SiO_2	5,75 %
TiO_2	8,74 %
Al_2O_3	20,11 %
Fe_2O_3	0,51 %
CaO	28,24 %
MgO	0,45 %
P_2O_5	31,68 %
CO_2	0,82 %
H_2O	3,59 %
	99,89 %

Es ist also, sagt WALDECK, ein Gemenge von Phosphorit, Steinmark und Bauxit. Die Analyse wäre wohl einer Nachprüfung sehr bedürftig. Zu 31,68% P_2O_5 sind 37,38% CaO erforderlich, 28,24% genügen nicht. Jedenfalls ist es ein phosphoritreiches Gemenge, das aber zweifellos nicht aus einer Verwitterungsschicht stammt, sondern aus den Kluftausfüllungen und Gängen zusammengeschwemmt wurde. Über erstere ist nicht viel zu sagen, sie sind den von Groschlattengrün beschriebenen Bildungen durchaus ähnlich. Um so interessanter sind die Phosphoritgänge. Sie treten auf in der gegen Norden gelegenen Wand des Steinbruchs und durchsetzen vertikal den Basalt in ähnlicher Weise, wie es in Triebendorf beobachtet wurde. Auch hier ist der Phosphorit von einer mehr oder weniger breiten Zone zersetzten Basalts umgeben. Die Mächtigkeit beträgt gewöhnlich nur einige Zentimeter. Der Phosphoritgehalt ist aber ziemlich hoch,

---

90) WALDECK, Basalte der Oberpfalz, S. 48.

wenn auch fremde Stoffe in beträchtlichem Ausmaße beigemengt sind.

Eigenartig sind Bildungen, welche etwas weiter nach Westen ebenfalls an einer gegen Norden gelegenen, ost-westlich streichenden Basaltwand des Steinbruchs zu beobachten sind. Fig. 5 gibt die Erscheinungen wieder. Horizontal durch frische Basalte hindurchsetzend, sieht man wenig mächtige Einlagerungen, welche teils aus schlackigen Basaltbomben, teils aus grauen, tonigen oder weißlich-grauen, feinkörnigen, sandsteinartigen Gebilden bestehen. In letzteren gewahrt man größere oder kleinere

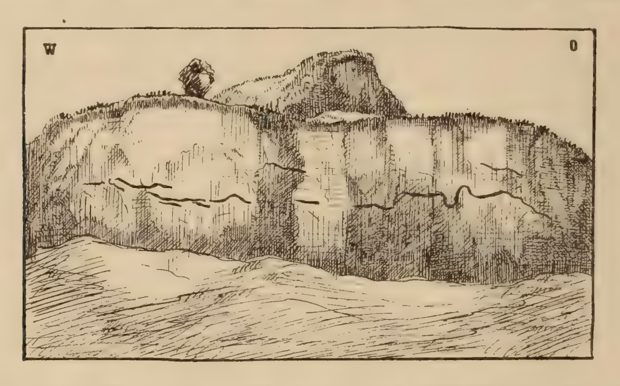


Fig. 5. Basaltbruch am Armannsberg, Nordwand. Horizontal dem festen Basalt eingelagertes Tuffsediment (?).

Basaltlapilli und mit Hilfe der Lupe zahlreiche Glimmerblättchen. Im Dünnschliff besteht der Sandstein aus klastischen Quarzstückchen, in serizitartigem Glimmer eingebettet. Auch Glimmerleistchen sieht man häufig. Daneben kommt ein dem Magnalit im optischen Verhalten nahestehendes Mineral in größeren Stücken vor. Die Basaltlapilli sind stark zersetzt. Demnach muß wohl die Bildung als Tuffsediment gedeutet werden. Wie dieses aber zwischen die kompakten Basalte kommt, ist mir ein Rätsel, für dessen Lösung einstweilen jeder Anhaltspunkt fehlt.

VII. Der Hohe Parkstein.

Der Basalt des Hohen Parksteins bei Weiden ist ein graulich-schwarzes Gestein, in dem Olivineinsprenglinge schon mit bloßem Auge sichtbar sind. Olivinfelseinschlüsse sind kaum vorhanden, wohl aber sehr viele

Einschlüsse eines Basaltjaspis von grauer bis violetter Farbe in typischer Entwicklung.

Unter dem Mikroskop gibt das Gestein sich als einen Feldspatbasalt zu erkennen, der reich ist an oft wohl umgrenzten Olivineinsprenglingen. Neben ganz frischen kommen auch hier sehr stark zersetzte Olivine vor. Die Zersetzung beginnt mit der Bildung des glimmerähnlichen Minerals von grüner Farbe von kaum merklichem Pleochroismus und hoher Doppelbrechung. In der Nähe der Oberfläche tritt auch das braunrote Verwitterungsprodukt, der Iddingsit, auf. Einsprenglinge von Titanaugit sind seltener. Die Grundmasse ist sehr reich an Augit, etwas ärmer an Magnetit. Der Plagioklas, dem Labrador nahestehend, tritt in Leistenform auf, welche sich oft in Nestern und Schlieren anhäufen. Ein schwach lichtbrechendes Glas bildet mit etwas Plagioklas die Füllmasse. Sehr kleine Biotitleistchen, welche einmal beobachtet wurden, sind vielleicht auf Einschlüsse zurückzuführen. Nephelin konnte trotz sorgfältigen Suchens nicht gefunden werden. Auch LORD[91]) erwähnt dieses Mineral nicht, sondern spricht von einem Plagioklasbasalt mit holokristallin-porphyrischer Grundmasse. GÜMBEL[92]) hingegen sagt, der Basalt des Hohen Parksteins sei nephelinführend, obschon er, nach GÜMBELS eigener Angabe, nur schwach gelatiniert.

Neben festen Gesteinen kommen am Parkstein überaus typische „Sonnenbrenner" vor, sehr morsche Gesteine, die beim bloßen Anfassen schon in erbsengroße Stückchen zerfallen. Charakteristisch sind die hellen Flecken mit einem Durchmesser von 2—3 mm, welche sich in fast regelmäßigen Abständen von etwa 5 mm über die ganze rauhe Oberfläche verteilen. Wie früher schon erwähnt wurde (S. 76), konnte hier die Beobachtung gemacht werden, daß bei einer Säule der Rand aus ganz festem Basalt bestand, der Kern aber typischer Sonnenbrenner war, obschon der Kopf dieser noch anstehenden Säule schon viele Jahre hindurch den Verwitterungseinflüssen ausgesetzt war. Es muß also der Unterschied von Rand und Kern in der Beschaffenheit des Basalts begründet sein. Im Dünnschliff und selbst schon im angeschliffenen Handstück sieht man auch hier beim Sonnenbrenner zahlreiche, sich kreuzende

---

91) LORD, A. a. O., S. 26.
92) C. W. GÜMBEL, Geognostische Beschreibung des Fichtelgebirges, S. 253.

Risse, welche durch alle Mineralien hindurchsetzen, ohne diese auch nur im geringsten in ihrem Bestand zu beeinflussen. Die Risse sind meist ausgefüllt mit einer bräunlich-gelben, schmutzigen, amorphen Masse. Es kommt aber auch eine rein gelbliche Füllung vor mit den optischen Eigenschaften des Magnalits. Diese Risse und ihr Belag sind das einzige, wodurch die Sonnenbrenner sich vom festen Gestein unterscheiden. Von Verwitterung der hellen Bestandteile ist nichts zu sehen. Merkwürdigerweise ist im untersuchten Sonnenbrenner sogar der Olivin frischer, als der Olivin in der Nähe des Randes im festen Basalt. Alles das schließt es aus, daß die Sonnenbrennereigenschaften durch Verwitterung hervorgebracht wären. Auch die hier tatsächlich vorhandenen Plagioklasnester sind für die Ausbildung der Sonnenbrenner ohne Bedeutung, denn erstens sind die weißen Flecken regelmäßig im Gestein verteilt, die Nester aber ganz unregelmäßig, zweitens sieht man an diesen Nestern keine Spur von Verwitterung, und die Risse gehen nicht von ihnen aus, sondern sind ganz unabhängig, drittens haben die frischen Basalte diese Nester ebenso, wie die Sonnenbrenner. Sie müßten also bei der Länge der Zeit ebenso verwittert sein und deshalb auch den frischen Basalt zu einem Sonnenbrenner umgestaltet haben. Es bleibt also auch hier nichts anderes übrig, als an eine primäre Anlage der Sonnenbrenner zu denken, wie es S. 74 auseinandergesetzt wurde.

Einschlüsse.

Im Dünnschliff des Basalts treten zahlreiche Quarzaugen hervor, mit einem Pyroxenrand umgeben. Der Pyroxen bildet feine Nadeln und ist für gewöhnlich grünlich gefärbt. Nicht selten geht er in Ägirin über. Auch Katophorit findet sich in der Randzone. Pyroxen und Hornblende schwimmen im Sanidin, welcher meist Leisten bildet. An Stelle des Sanidins kann in den Augen auch Glas treten. Kleine Quarzkörner sind ganz aufgezehrt, so daß man nur noch die Pyroxenanhäufungen mit Sanidin oder Glas sieht. Es wurden auch Augen von Kalifeldspat mit einem klaren Sanidinrand beobachtet.

Größere Einschlüsse von Basaltjaspis mit grauer oder violetter Farbe lassen den klastischen Charakter im Dünnschliff noch gut erkennen: eckige Bruchstücke von Quarz und Feldspat sind in eine amorphe Masse eingebettet. Der Quarz ist reich an Glaseinschlüssen, oder hat einen Glas-

rand, oder aber ist ganz zu Glas geworden. Die amorphe Zwischenmasse scheint ebenfalls Glas zu sein, welches im Gegensatz zum farblosen Quarzglas braun ist. Es ist offenbar das umgewandelte Bindemittel des früheren Sandsteins. Neubildungen von Mineralien können fehlen oder auch vorhanden sein. EGENTER beschreibt Einschlüsse ohne Neubildungen.[93]) Mir lag ein solcher vor, bei dem im reichlich ausgeschiedenen Glas, welches fluidal die Quarz- und Feldspatbruchstücke umgibt, sehr viel Cordierit und Spinell sich gebildet haben. Letzterer ist manchmal so dicht angehäuft, daß das Glas undurchsichtig wird. LORD[94]) erwähnt außer diesen beiden Mineralien auch noch Sillimanit. Der Basalt enthält nach LORD an der Grenze gegen den Jaspis wohlausgebildete Einsprenglinge von zwillingslamelliertem Plagioklas, welcher oft mit Augiteinschlüssen erfüllt ist.

An der südwestlichen Seite des Hohen Parksteins ist jetzt ein Aufschluß entstanden, welcher nach Abbruch des Basalts eine senkrechte Tuffwand bloßlegte. In ihr sieht man zahlreiche, über kopfgroße Blöcke von Triassedimenten. Sie sind teils zu dichtem Basaltjaspis von grauer Farbe geworden, teils sind es noch mehr oder weniger grobkörnige Sandsteine (Arkosen), in denen man schon mit bloßem Auge die Spaltflächen zahlreicher Feldspate erkennen kann. Dazwischen sind auch hier wieder Partien vom Habitus eines Basaltjaspis. Eine Probe einer solchen Arkose ergab im Dünnschliff Bruchstücke von Quarz und Kalifeldspat, beide reich an Einschlüssen. Der Quarz hat gewöhnlich einen schmalen Glasrand, auch auf schmalen Rissen dringt Glas ein. Nur einmal sieht man einen Sanidingang ein einheitliches Quarzstück durchsetzen. Der Kalifeldspat ist sehr trübe und hat kleinen Achsenwinkel. Außerdem kommen einige große Lappen eines schwarzen Eisenerzes und Rutilkriställchen vor. Einige Leisten lassen aus ihrer Form auf ursprünglichen Glimmer schließen. Das Bindemittel ist amorph, bräunlich gefärbt, manchmal etwas schmutzig.

Geologisch

ist der Aufschluß am Hohen Parkstein einer der interessantesten. Es handelt sich, wie Kartenskizze Fig. 6 zeigt, zweifellos um einen NW—SO streichenden Basalt-

---

[93]) A. a. O., S. 9.
[94]) A. a. O., S. 33.

gang, welcher in Basalttuff eindrang. Es ist von Bedeutung, daß die Fortsetzung dieses Ganges sowohl im Nordwesten, als auch im Osten durch kleine Basaltaufbrüche sichergestellt ist. Sie wurden auf der Kartenskizze eingetragen. Die größte Breite des Ganges beträgt 50 m, bei dem alten Steinbruch unterhalb der Kapelle nur 25 m. Im Nordosten bricht er plötzlich ab, um zunächst im Ort Parkstein selbst und dann an der Nordostgrenze des-



Fig. 6. Basaltgang am Hohen Parkstein, 1 : 5000.
Der Schloßberg besteht aus Tuff, welcher vom Basalt durchbrochen wird. Auch die 5 kleinen Basaltdurchbrüche nordwestlich und östlich von der Hauptmasse stecken im Tuff.

selben ein zweites Mal als ganz schmaler Gang wieder aufzutauchen. Letzterer Gang ist $1\frac{1}{2}$—2 m breit und auf 10 m Länge aufgeschlossen. Er ist beiderseits von senkrechten Tuffwänden begrenzt. Nach Südwesten verschmälert der Hauptgang sich zu 7 m und verschwindet dann ebenfalls; weiter im Südwesten aber sieht man in seiner Verlängerung an drei Stellen kleine Basaltaufbrüche.

Der unregelmäßige Verlauf der Nordwestgrenze macht es wohl sehr wahrscheinlich, daß hier der Gang von Tuffen überdeckt wird, also z. B. bei der Kapelle nicht bis an

die Oberfläche drang. Die Südostseite grenzt aber, wie man es im alten Steinbruch noch beobachten kann, vertikal an die Tuffe. Dasselbe gilt für die Nordwestgrenze im Südwesten, wo im neuen Aufschluß die vertikale Tuffwand mit großen Triasblöcken zu sehen ist. Hier ist also der Gang in Wirklichkeit nur einige Meter mächtig.

Die bekannte fächerförmige Stellung der nur einige Dezimeter mächtigen Säulen gibt Taf. I, Fig. 3, im Bilde wieder. Man sieht an der Südwestgrenze, im Vordergrund des Bildes, wie die Säulen senkrecht auf der Abkühlungsfläche stehen, nämlich horizontal, weil sie an eine senkrechte Tuffwand grenzen. Dann aber richten sich die Säulen auf, bis sie, etwa in der Mitte des Ganges, senkrecht stehen und sich sogar nach Südwesten zu umbiegen, wodurch die Fächerform entsteht. Die nordöstliche Hälfte des Ganges ist nicht aufgeschlossen, wohl zum Teil unter den Tuffen verborgen. GÜMBEL sagt:[95]) „Die stolze Basaltkuppe des Hohen Parksteins besteht aus einer Anzahl von Basaltsäulengruppen, die oft stark gebogen, büschelförmig, wie aus einer Spalte gepreßt, sich nach oben ausbreiten und durch Querspalten getrennt, deutlich die Spuren von Verschiebungen an sich tragen.“ Mir scheint es kaum, daß spätere tektonische Prozesse von größerer Bedeutung für die Säulenstellung geworden sind. Die Erstarrung in einem Gang würde die Verhältnisse vollkommen erklären, wenn auch spätere Verschiebungen das Bild etwas modifiziert haben mögen. Selbst das Überhängen des oberen Endes der vertikalen Säulen nach Südwesten ließe sich leicht durch eine nach Südwesten geneigte Grenzfläche der ehemaligen Tuffdecke erklären.

VIII. Der Rauhe Kulm und seine basaltischen Nachbarn.

Es bleiben uns nun noch drei Basaltvorkommen zu beschreiben, welche, wie der Hohe Parkstein, im Keupergebiet liegen. Landschaftlich der hervorragendste von ihnen ist der Rauhe Kulm, östlich von ihm liegt der Kühhübel (Staudenbühl GÜMBELS), westlich der Kleine Kulm. Alle drei wurden von WALDECK[96]) ausführlich beschrieben, und seine Angaben haben besonders

---

[95]) C. W. GÜMBEL, Geognostische Beschreibung des ostbayrischen Grenzgebirges. Gotha 1868, S. 803.

[96]) H. WALDECK, Basalte der Oberpfalz. S. 32 ff.

deshalb Bedeutung, weil damals, vor 14 Jahren, die Aufschlüsse gewiß günstiger waren als heute.

Der Rauhe Kulm,

welcher mit seiner 683 m hohen Kuppe weithin die Gegend beherrscht, ist heute ein großes Basaltblockmeer, welches teils durch natürliche Verwitterung, teils durch Befestigungsarbeiten im Neolithikum und in späterer Zeit[97]), seine heutige Gestalt erhalten hat. Bei etwa 630 m Seehöhe beginnt das Blockmeer und hält an bis zum Gipfel. Die Säulenform erkennt man mitunter an den Blöcken noch deutlich. Das Gestein der Kuppe ist sehr dicht und gleichmäßig, von tiefschwarzer Farbe. Es ist ein typischer Nephelinbasalt. Die Einsprenglinge von Olivin sind meist schlecht umgrenzt. Die Zersetzung, wenn eingetreten, bildet gelbliche oder auch gelblich-braune Produkte. Die Augiteinsprenglinge, weniger häufig als die des Olivins, gehören dem Titanaugit an. Die Grundmasse ist sehr augitreich; dieses Mineral ist meist ziemlich groß entwickelt, so daß die porphyrische Struktur wenig deutlich hervortritt. Magnetit ist häufig. Der Nephelin bildet in der Grundmasse die Füllung: große, einheitlich auslöschende Individuen umschließen Kriställchen von Augit und Magnetit. Ein farbloses oder bräunliches Glas tritt in schwankender Menge auf, es kann auch wohl ganz fehlen. Fast glasfreie Stellen wechseln manchmal schlierenförmig mit glasreichen und dann nephelinarmen ab. WALDECK erwähnt vier- und sechsseitige Durchschnitte von Nephelin (S. 33). Ich konnte solche nicht beobachten. Nicht selten sieht man Quarzaugen, offenbar Quarzkörner aus dem durchbrochenen Keuper. Sie sind mit einem gelblichen Glase umgeben, auf welches Augitmikrolithen folgen. Die Nephelinbasalte des Rauhen Kulm unterscheiden sich somit von denen bei Groschlattengrün durch die zahlreichen Augiteinsprenglinge, welche bei Groschlattengrün sehr selten sind, durch das Fehlen des Biotits und durch den Unterschied im Auftreten des Nephelins, welcher am Rauhen Kulm in der Form größerer, einheitlicher Individuen eine Füllmasse bildet, während er bei Groschlattengrün in kleinen Nestern auftritt, die aus mehreren Individuen bestehen.

---

[97]) ADALB. NEISCHL, Die vor- und frühgeschichtlichen Befestigungen am Rauhen Kulm. Aus dem wissenschaftlichen Nachlaß des Verfassers, herausgegeben von HUGO OBERMAIER. Enthält sehr gute Pläne im Maßstab 1:1000.

Bei GÜMBEL[98]) findet sich eine Analyse des Basalts:

SiO_2	42,17 %
TiO_2	1,45 %
Al_2O_3, FeO, Fe_2O_3 .	31,— %
CaO	11,89 %
MgO	8,45 %
K_2O	1,31 %
Na_2O	3,43 %
Glühverlust	1,31 %
	101,01 %

Östlich der Kuppe des Rauhen Kulm, gerade unterhalb des unteren Befestigungswalls, befand sich früher ein Steinbruchbetrieb. Der Aufschluß läßt erkennen, daß hier ein Basaltgang abgebaut wurde mit einem Streichen von N 70° W, der im Osten 15 m breit war, gegen Westen, auf die Kuppe zu, aber auskeilte. Die vertikalen Tuffwände sind beiderseits gut zu sehen, übrigens die einzige Stelle, an der ich Tuffe fand. An allen anderen Orten scheinen diese überrollt zu sein. Der Basalt ist an den Rändern plattig abgesondert, die Platten streichen quer zum Gang und haben eine schwache Neigung gegen Osten. In der Mitte ist die Absonderung säulig, mit horizontaler Säulenlage quer zum Gang. Etwas südlich von diesem alten Steinbruch ist ein zweiter Gang im Tuff zu sehen. Er ist nur 2 m breit und schlecht aufgeschlossen.

Der Basalt des ersten Ganges unterscheidet sich in der Struktur vom Basalt der Kuppe; er ist ausgesprochen porphyrisch. Schon mit bloßem Auge sieht man große Olivineinsprenglinge. Im Dünnschliff treten diese, sowie die Augiteinsprenglinge, gegenüber der sehr dichten, augitreichen Grundmasse sehr deutlich hervor. In der Grundmasse sind Nephelin und braunes Glas zugleich vorhanden. Man sieht also hier deutlich den Einfluß der raschen Erstarrung in einem schmalen Gang auf die Struktur der Grundmasse, welche in der mächtigeren Kuppe viel grobkörniger ausfiel. Schon WALDECK betont (S. 34), daß der Basalt des Steinbruchs die feinkörnigste Grundmasse habe, ohne allerdings auf die Gangnatur des im Steinbruch gewonnenen Basalts aufmerksam geworden zu sein. Eine Analyse dieses Gesteins durch WALDECK (S. 35) zeigt die fast vollkommene stoffliche Übereinstimmung mit dem Basalt der Kuppe:

---

98) GÜMBEL, Fichtelgebirge, S. 250.

Si O_2	42,24 %
Ti O_2	1,08 %
Al_2O_3	11,93 %
Fe_2O_3	12,43 %
Fe O	5,30 %
Ca O	11,97 %
Mg O	9,45 %
K_2O	1,05 %
Na_2O	3,35 %
Wasser u. Glühverlust	1,28 %
	100,08 %
Spez. Gewicht . . .	3,091

Der Kühhübel

ist ein zweiter bedeutender Eruptionspunkt von Basalt, fast 1½ km genau östlich vom Rauhen Kulm gelegen. Kühhübel ist dieser Punkt auf dem Katasterblatt genannt. Auch Waldeck beschrieb ihn unter diesem Namen (S. 40—42). Gümbel gibt offenbar diesem Aufschluß den Namen Staudenbühl. Denn er nennt „Staudenbühl" eine Nebenkuppe des Rauhen Kulm, bei dem direkt die Grenze von anstehendem Keuper und Basalt aufgeschlossen ist.[99]) Auch spricht er an derselben Stelle von einem großartigen Steinbruch am Staudenbühl, dessen Basalt dem des Rauhen Kulm gleich ist und erstaunliche Mengen des durchbrochenen Keupers eingeschlossen enthält. Das alles paßt nur auf den Kühhübel, nicht aber auf den eigentlichen Staudenbühl, welcher weiter nach Nordosten, nahe der Eisenbahn, liegt und ein unscheinbarer Hügel ist.

Nach Waldeck (S. 41) ist der Kühhübel „ein etwa 60 m im Durchmesser mächtiger Basaltstock, der insofern einen lakkolithartigen Charakter besitzt, als der Basalt, mit Ausnahme der Gipfelkuppe, noch von einer nicht unbeträchtlichen Keuperdecke überlagert ist, wie sowohl am Südrand des jetzt geschaffenen, etwa 30—40 m tiefen Kessels, als auch an der noch erhaltenen Nordhälfte der Kuppe zu beobachten ist, wo der Basaltgipfel aus dem umliegenden Keupersandstein ungefähr 20 m hervorragt. Auf der Süd- und Nordseite ist sehr gut der Kontakt noch zu beobachten . . . . . Besondere Dislokationen der Keuperschichten sind nicht wahrzunehmen."

In der Tat ist der Kühhübel einer der schönsten und zugleich unbekanntesten Aufschlüsse in den Basalten

[99]) Gümbel, Fichtelgebirge. S. 253.

der Oberpfalz. Er enthält Nephelinbasalte von derselben Beschaffenheit, wie am Rauhen Kulm. Nach WALDECK (S. 42) sollen Einsprenglinge selten sein. Doch finden sie sich ebenso häufig wie am Rauhen Kulm, und zwar meistens solche von Olivin, aber auch Augiteinsprenglinge sind vorhanden. Der Olivin zeigt hier, neben den gewöhnlichen grünen, blaugrüne Zersetzungsprodukte, wie sie in Groschlattengrün häufig beobachtet wurden. Auch Serpentinisierung kommt vor. Die Grundmasse ist nephelinreich. Glas konnte ich mit Sicherheit nicht nachweisen. Sehr häufig sind weiße Mandelausfüllungen. Das neugebildete Mineral ließ sich zum Teil als Phillipsit bestimmen. Der Charakter ist positiv, auf Spaltblättchen nach (010) tritt die zweite Mittellinie $\mathfrak{a}$ aus. Diese Spaltblättchen bilden Zwillinge mit symmetrischer Auslöschung, beiderseits 15°. Es unterscheidet sich also von dem gewöhnlichen Vorkommen in Groschlattengrün, bei dem der Charakter negativ ist und die Auslöschung 24—25° beträgt. Der Phillipsit vom Kühhübel schließt sich damit an den von Marburg und Annerod an (vgl. S. 25). Kristalle wurden nicht gefunden. Neben Phillipsit beobachtet man im Dünnschliff noch häufig Opal, vielfach zonar verwachsen mit einem aggregatpolarisierenden Mineral (Magnalit). Seltener ist Kalzit. GÜMBEL führt S. 257 eine Analyse des Basalts an, welche mit der vom Rauhen Kulm große Übereinstimmung zeigt:

SiO_2	41,80 %
TiO_2	0,75 %
Al_2O_3	12,97 %
FeO, Fe_2O_3, Mn_2O_3 .	17,38 %
MgO	11,48 %
CaO	11,98 %
K_2O	1,62 %
Na_2O	3,49 %
H_2O	0,91 %
	102,38 %

Die Menge und Größe der Einschlüsse, welche der Basalt aus der unterliegenden Trias mitgebracht hat, ist wirklich erstaunlich. Sie gehen bis zu Blöcken von mehr als 1 cbm, und diese großen Blöcke sind ganz umgewandelt worden. Man sieht noch deutlich die Wechsellagerung von Sandstein und tonigen Schichten. Erstere haben eine rauhe Oberfläche, Quarzkörner und auch vereinzelte Feldspate sind in der dichten glasigen Masse gut zu erkennen. Die tonigen Lagen haben glatte, durchaus

dichte Oberfläche von grünlicher, grauer oder violetter Farbe, der Bruch ist splittrig, porzellanartig.

Den Kontakt des Basalts mit anstehendem Keuper, wie er hier in seltener Schönheit zu beobachten ist, hat schon GÜMBEL[100]) ausführlich beschrieben und durch Analysen belegt. Horizontal geschichtete Sandsteine mit tonig-lettigen Zwischenlagen, welche nach GÜMBEL dem mittleren Keuper angehören, werden vom Basalt durchbrochen. Mit einer senkrechten Grenzlinie stoßen Basalt und Keuper aneinander. Die Sedimente zeigen keine Spur einer Störung oder tektonischen Beeinflussung; sie liegen unmittelbar am Kontakt ebenso horizontal, wie weiter davon entfernt. Sehr lehrreich ist dieser Kontakt besonders an der Südwand des Bruchs, weil hier die verschiedenen Schichten des Keupers unmittelbar an den Basalt herantreten und man so den ursprünglichen und den umgewandelten Teil derselben Sedimente genau verfolgen kann.

Der Basalt grenzt mit horizontal gelagerten Säulen an den Keuper und hat unmittelbar am Kontakt Sedimente aufgenommen, teils in größeren Einschlüssen, teils in der Form von Quarzkörnern, die erst unter dem Mikroskop deutlich hervortreten. GÜMBEL hat einen solchen Basalt unmittelbar am Kontakt analysiert und fand einen Kieselsäuregehalt von 53,55 %, während der normale Basalt nur 41,8 % ergab. Auch analysierte er den nicht umgewandelten Keuper, sowie eine Probe dieses unmittelbar am Kontakt und eine solche von einem Porzellanjaspis, der im Basalt eingeschlossen war. Alle drei Analysen stimmen gut überein, so daß GÜMBEL zum Ergebnis kommt, die Umwandlungsprodukte seien ohne Stoffaufnahme aus dem Keupersediment entstanden.

Ich nahm Proben von zwei Stellen, und zwar jedesmal einen grobkörnigen Sandstein mit einer tonig-lettigen Zwischenlage. Es zeigte sich dabei, daß in größerer Tiefe die Umwandlung bedeutend weiter fortgeschritten war, als näher der Erdoberfläche. In der Tiefe ist unmittelbar am Kontakt der Ton zu einem eigentlichen Basaltjaspis geworden mit glatter Oberfläche und vom 6. Härtegrad. Der Sandstein hat dieselbe Beschaffenheit wie der Sandstein am Hohen Parkstein unmittelbar neben dem Basalt (siehe S. 83). 1 m vom Kontakt entfernt hat der Ton noch eine festere Beschaffenheit und eine glattere Oberfläche, als

---

100) GÜMBEL, Fichtelgebirge, S. 256 und 257.

der nicht umgewandelte, seine Härte liegt zwischen 3 und 4. Auch der Sandstein ist noch fester, als der ursprüngliche. In weiterer Entfernung verschwinden auch diese Eigentümlichkeiten, und es folgt das normale Sediment.

Die Proben von der höher gelegenen Stelle sind in einer Entfernung von 1,50 m vom Kontakt weiche, rote Letten und lockere Sandsteine. Bei 1 m Entfernung ist die rote Farbe des Tons etwas verblaßt. Die Gesteine sind ein wenig fester geworden. Bei 40 cm ist die Farbe dunkelgrau, die Festigkeit wieder größer. Unmittelbar am Kontakt ist die Farbe des Tons ebenfalls dunkelgrau, die Oberfläche glatt, die Härte zwischen 4 und 5, die Festigkeit zwar bedeutend höher, als im ursprünglichen Sediment, aber doch wieder geringer, als die des tiefer liegenden Basaltjaspis. Der Bruch ist scharfkantig, auch schon bei einer Entfernung von 40 cm, die Kanten sind aber nicht so scharf, wie beim eigentlichen Basaltjaspis. Beim Sandstein läßt sich die Umwandlung nicht so gut verfolgen. Man sieht hauptsächlich ein Zunehmen der Verbandsfestigkeit auf den Basalt zu.

Es nimmt also die Metamorphose mit der Entfernung vom Basalt rasch ab, 1 m vom Kontakt ist sie nur noch unbedeutend. Die Umwandlung besteht, wie schon Gümbel hervorhebt, in der teilweisen Verglasung der Quarze und des Bindemittels, in dem sie eingebettet sind. Es wurden diese Vorgänge und das mikroskopische Bild früher beim Hohen Parkstein und bei Groschlattengrün beschrieben. Die Gleichmäßigkeit der Erscheinung läßt es überflüssig erscheinen, hier noch einmal darauf einzugehen.

Durch den Steinbruchbetrieb sind die Lagerungsverhältnisse sehr gut aufgeschlossen, so daß man hier einen Einblick bekommt in den ursprünglichen Krater, wie er selten möglich ist. Es ist ein fast kreisförmiger Basaltschlot erschlossen, welcher 50—60 m im Durchmesser hat, mit senkrechten Kraterwänden. In der einen Hälfte des Kraters grenzt die Basaltlava unmittelbar an die horizontal gelagerten Keuperschichten, an der anderen Seite an die Basalttuffe. Eine Überlagerung des Basalts durch den Keuper, von der Waldeck spricht, ist heute nicht mehr zu sehen. Wohl aber bekommt man den Eindruck, als ob der Basalt an der Nordostseite unter dem Tuff stecken geblieben wäre und nicht die Oberfläche erreicht hätte. Es wäre aber auch möglich, daß hier die Basaltgrenze nach

Nordosten einfällt, und daß so der Tuff scheinbar über der Lava liegt. Jedenfalls ist es zu einem Ausfließen des Basalts nicht gekommen, er erstarrte im Krater.

Auffallend ist die erwähnte Erscheinung, daß die Keuperschichten, selbst in der Nähe der Erdoberfläche, gar keine Störung erlitten haben. Man muß daraus wohl den Schluß ziehen, daß die glühende Basaltmasse und die ihr entströmenden heißen Gase die überliegende Decke langsam aufgeschmolzen haben. Es sind ja in der Tat die Explosionsprodukte, die Tuffe, im Vergleich zu der Lavamasse, am Kühhübel, und noch mehr am Rauhen Kulm, sehr unbedeutend, was gewiß darauf hinweist, daß es sich um ein ruhiges Empordrängen der glühenden Lava handelt, wobei Explosionen erst im letzten Augenblick eintraten, als die Decke schon sehr dünn war, und deshalb geringe Heftigkeit hatten.

Der Kleine Kulm,

westlich von Neustadt gelegen, ist ein ausgesprochener Tuffkegel, wie man besonders deutlich sieht, wenn man sich ihm von Mockersdorf aus nähert. Nach Gümbel[101]) durchbricht hier „ein durch seine Gesteinsbeschaffenheit unterscheidbarer olivinarmer, weniger zerklüfteter Basalt gangartig den sehr stark zerstörten älteren Basalt und dringt bis in den sich anschließenden Basalttuff vor. Indem er sich über diesen deckenförmig ausbreitet, bildet er das Dach einer Art Höhle, die durch Auswitterung des weicheren Tuffs entstanden ist". Waldeck[102]) schreibt: „Der Kleine Kulm ist ein Tuffkegel, den ein größerer, zentraler Basaltstock durchbricht; von diesem zweigt in westlicher Richtung noch ein Seitengang ab. Die Säulen haben im allgemeinen horizontale Lagerung". Das Verhältnis der Hauptbasaltmasse zum Tuff und zum Basaltgang läßt sich bei dem heutigen Erhaltungszustand schwer bestimmen. Sehr deutlich aber ist der Gang gegen die Tuffe abgegrenzt. In einer Mächtigkeit von 4 m sieht man ihn an der Südseite des Kegels vertikal die Tuffe durchsetzen und sich dann deckenförmig über diese ausbreiten (Fig. 7). Die größere, westliche Hälfte ist von sehr poröser Beschaffenheit, während der östliche Teil aus dichtem Basalt besteht. Ein senkrechter Riß trennt beide Ausbildungs-

---

[101]) Gümbel, Ostbayrisches Grenzgebirge, S. 803.
[102]) A. a. O., S. 36.

formen. Im alten Steinbruch kann man denselben Gang von der anderen Seite beobachten und weiter nach unten verfolgen (Fig. 8). Er breitet sich in der Tiefe unter den

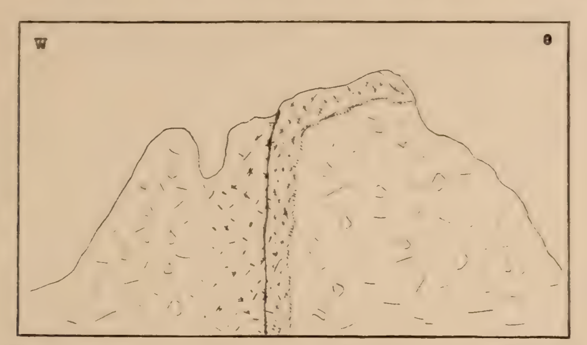


Fig. 7. Kleiner Kulm bei Neustadt, Südseite.
Ein Basaltgang im Tuff, westliche Hälfte sehr porös, östliche dicht, beide durch einen senkrechten Riß getrennt.

Tuffen aus. Sehr interessant ist es hier zu sehen, wie die im vertikalen Gang horizontale Lage der Säulen allmählich umbiegt. Unter der Tuffdecke stehen sie vertikal,



Fig. 8. Kleiner Kulm bei Neustadt.
Derselbe Gang wie in Fig. 7, von der anderen Seite gesehen. Oben liegen die Säulen horizontal, unten richten sie sich auf. Links die Hauptbasaltmasse.

also auch hier wieder: Absonderungsklüfte senkrecht zur Abkühlungsfläche.

Der Basalt des Ganges zeigt, ebenso wie der Basaltgang am Rauhen Kulm, ausgesprochen porphyrische Struktur: Große Olivin- und Augitein-

sprenglinge in einer dichten Grundmasse, welche sehr viele kleine Augite und viel Magnetit enthält. Als Füllmasse sieht man ein teils farbloses, teils bräunliches Glas und zwillingslamellierten Plagioklas mit einer Auslöschung von 30° ⊥ a, also basischen Labrador. Er tritt in derselben Weise auf, wie am Rauhen Kulm der Nephelin: Große, einheitliche Individuen sind erfüllt mit den übrigen Bestandteilen der Grundmasse. So erklärt es sich wohl, daß WALDECK (S. 36) den Basalt für einen glasreichen Nephelinbasalt erklären konnte, in dessen Grundmasse nur selten etwas Plagioklas vorkomme. Die Plagioklasfüllmasse ist eben sehr schwer von Nephelin zu unterscheiden. GÜMBEL[103]) aber hält den Basalt für die plagioklasreichste Varietät, während hingegen LORD[104]) von einem plagioklasführenden Nephelinbasalt spricht. (Ein Schliff LORD's, den ich untersuchen konnte, enthält nur Feldspat). Die Analyse WALDECKS[105]) wiederum würde wegen ihres hohen Natrongehalts auf einen Nephelinbasalt verweisen, wenn man nicht annehmen will, daß das Glas sehr natronreich ist.

Der analysierte Basalt stammt aus den tieferen Stellen des alten Steinbruchs, also aus der Hauptbasaltmasse.

SiO_2	42,55 %
TiO_2	0,73 %
Al_2O_3	13,22 %
FeO	4,28 %
Fe_2O_3	11,13 %
CaO	10,20 %
MgO	11,41 %
K_2O	1,25 %
Na_2O	3,73 %
Wasser u. Glühverlust	1,44 %
	99,94 %
Spez. Gewicht	3,07

Im Basalt sieht man häufig Quarzaugen, bei denen, wie am Rauhen Kulm, der Quarz mit einem Glasrand umgeben ist, auf den dann Augitmikrolithen folgen.

Bei den Sandsteineinschlüssen am Kleinen Kulm fand LORD[106]) keine Mineralneubildungen, obschon das Gestein bis auf einzelne Quarzreste geschmolzen und mit einem braunen Glase imprägniert war. Nach WALDECK[107])

---

[103]) GÜMBEL, Fichtelgebirge, S. 253.
[104]) LORD, Fichtelgebirge, S. 26.
[105]) A. a. O., S. 37.
[106]) A. a. O., S. 93.
[107]) A. a. O., S. 37.

ist bei den Sandsteinen das Bindemittel zu Glas geschmolzen mit beginnender Entglasung. Die tonig-mergeligen Einschlüsse sollen nach ihm nicht zu Porzellanjaspis geworden, wohl aber blau oder violett gefärbt, teils blasig, teils dicht und splittrig sein. Unter dem Mikroskop beobachtete er das Bild einer Mikrobreccie, stellenweise von Glasschlieren durchzogen, bald heller, bald dunkler, je nach der Menge des teilweise zu Magnetit reduzierten Eisengehalts. Ein Sandsteineinschluß im Tuff, den ich mikroskopisch untersuchte, zeigte keine Veränderung.

Wenn ich hiermit die Untersuchungen der Basalte der Oberpfalz zum Abschluß bringe, so bin ich mir wohl bewußt, daß ich nur eine kleine Auswahl aus der großen Anzahl der bekannten Vorkommnisse in den Bereich der Untersuchungen gezogen habe. Meine Studien waren vor allem darauf gerichtet, den Einzelerscheinungen nachzugehen und diese möglichst ausführlich zu untersuchen und zu beschreiben. Dazu mußten die größeren natürlichen oder künstlichen Aufschlüsse ausgebeutet werden; die aufschlußlosen Waldgebiete mit lose herumliegenden Basaltblöcken sind nicht geeignet, zur Lösung solcher Spezialfragen beizutragen. Es erübrigt sich jetzt nur noch, die Ergebnisse in übersichtlicher Weise zusammenzustellen, soweit dieses nicht schon am Ende des ersten Abschnitts (S. 37—42) geschah.

Makroskopisch lassen sich die Basalte des untersuchten Gebiets kaum von einander unterscheiden. Doch bieten Art und Form der Einschlüsse manche Anhaltspunkte. Die Basalte von Groschlattengrün sind ziemlich reich an meist kleinen Einschlüssen, teils endogener, teils exogener Natur. Sehr ähnlich sind in dieser Beziehung die Basalte der Steinmühle. In Triebendorf hingegen sind Urausscheidungen eine große Seltenheit und fremdartige Einschlüsse finden sich hauptsächlich nur an bestimmten Stellen des Aufschlusses und bilden dann große Blöcke. Am Weidersberg und beim Armannsberg (Steinwitzhügel) sieht man überaus viele und oft sehr große Olivinfelse und Pyroxenite, während exogene Einschlüsse wenig Bedeutung haben. Der Basalt vom Hohen Parkstein ist reich an gefritteten Sandsteinen und Basaltjaspis, was in ähnlicher Weise für die Basalte im Gebiete des Rauhen Kulms gilt. Am reichsten ist an diesen Einschlüssen der Basalt vom Kühhübel, welcher Blöcke

bis zu einem Kubikmeter enthält. Olivinfelse sind in all diesen selten.

Unter dem Mikroskop kann man die Basalte der einzelnen Eruptionszentren meist mit Leichtigkeit auseinanderhalten. Es kommen drei Gruppen der Basaltgesteine vor, nämlich: 1. reine Nephelinbasalte, 2. reine Feldspatbasalte und 3. nephelinführende Feldspatbasalte. Die reinen Feldspatbasalte enthalten meist etwas Glas als Füllmasse, welches in der 1. und 3. Gruppe fehlt oder doch sehr zurücktritt; hier bildet der Nephelin die Füllmasse. Melilithbasalt wurde in der Oberpfalz nicht gefunden. LORD[108]) erwähnt jedoch melilithführende Nephelinbasalte vom Steinberg bei Hohenberg, welches Vorkommen zwar schon in Oberfranken liegt, aber sich doch an die oberpfälzischen Basalte anschließt. In der Tat enthalten alle Schliffe LORD's, welche mir vom genannten Fundorte zur Verfügung standen, Melilith in ganz bedeutender Menge, so daß damit der Zweifel, den KIPP[109]) ausspricht, erledigt ist.

Nephelinbasalte treten zunächst auf im STAUDTschen Bruch bei Groschlattengrün und am Silberrangen. Der Nephelin ist bei diesen in kleinen Nestern angehäuft, welche stets aus mehreren Individuen dieses Minerals bestehen. Augiteinsprenglinge fehlen in diesen Basalten fast ganz und in der Grundmasse findet sich stets Biotit. Anders beschaffen sind die Nephelinbasalte vom Rauhen Kulm und vom Kühhübel. Hier bildet der Nephelin größere Individuen, welche mit den übrigen Bestandteilen der Grundmasse erfüllt sind; Augiteinsprenglinge sind hier vorhanden, der Biotit fehlt. Die Gesteine des benachbarten Kleinen Kulm sind, obschon sie demselben Eruptionszentrum anzugehören scheinen, Feldspatbasalte. Der Feldspat, ein Labrador, tritt hier in derselben Weise auf, wie am Rauhen Kulm der Nephelin. Feldspatbasalte liefern auch die großen Aufschlüsse bei Triebendorf, bei der Steinmühle, am Hohen Parkstein und am Weidersberg. Bei allen sieht man Olivin- und Augiteinsprenglinge in einer Grundmasse von Augit, Magnetit, Labradorleisten und oft etwas Glas. Bei Triebendorf kommt neben dem Labrador noch ein saurer Plagioklas vor, an der Steinmühle scheinen die Labradorleisten länger gestreckt zu

108) LORD, Basalte des Fichtelgebirges, S. 12, 18 u. 20.
109) HERM. KIPP, Die Basalte des Reichsforstes, S. 29.

sein und am Hohen Parkstein treten die Olivineinsprenglinge sehr in den Vordergrund. Sehr gut sind die Feldspatbasalte vom Weidersberg, abgesehen von den vielen Olivinfelsen, von den übrigen zu unterscheiden: die Einsprenglinge von Titanaugit enthalten allgemein einen grünlichen Kern mit Glaseinschlüssen. Diese Eigentümlichkeit haben sie gemeinsam mit den Basalten am Armannsberg, welche der 3. Gruppe angehören. Sie unterscheiden sich von den Weidersberger Basalten nur durch den Nephelingehalt, welches Mineral neben den Plagioklasleisten auftritt.

Die Struktur der Basalte ist stets feinkörnig. Der Olivin tritt als Einsprengling scharf aus der Grundmasse heraus, da er als Bestandteil dieser nicht mehr vorkommt. Die Augiteinsprenglinge gehen aber ganz allmählich in die Augite der Grundmasse über. Ausgesprochen porphyrisch sind indes Basalte schmaler Gänge, wie sie am Rauhen Kulm und am Kleinen Kulm in den Tuffen aufsetzen. Hier sind auch die Augiteinsprenglinge von den Augiten der sehr dichten Grundmasse scharf geschieden. Die rasche Erstarrung der Gänge ist offenbar die Ursache dieser Erscheinung.

Die Gesteine sind im allgemeinen sehr frisch. Nur der Olivin ist in vielen Fällen mehr oder weniger umgewandelt. Serpentinisierung wurde nur einmal beobachtet. Meist ist das Umwandlungsprodukt eine grüne oder bräunliche, glimmerähnliche Bildung von den mannigfaltigsten optischen Eigenschaften, wie sie bei den Basalten von Groschlattengrün ausführlich beschrieben wurden. Charakteristisch für die Basalte vom Weidersberg und vom Armannsberg ist die Umwandlung in braunroten Iddingsit, ein eisenreiches Silikat, das wohl durch atmosphärische Verwitterung entstand, da es stets in der Nähe der Gesteinsoberfläche sich findet, während die erstgenannten glimmerähnlichen Olivinpseudomorphosen auch in größerer Tiefe vorkommen. Ihre Bildung schließt sich also wohl enge an die Eruption an und vollzog sich unter dem Einfluß heißer Dämpfe. Die optischen Eigenschaften des Iddingsit sind in manchen Punkten verschieden von den durch Michel Lévy und Lawson beobachteten.

Über „Sonnenbrenner" konnten Beobachtungen gemacht werden, welche von den gewöhnlichen Anschauungen über diese, für die Technik so unangenehmen Erscheinungen, nicht unbedeutend abweichen. Nur an zwei

Stellen, nämlich am Armannsberg und am Hohen Parkstein, treten die Sonnenbrenner in auffallender Weise hervor. In Triebendorf, Weidersberg und Steinmühle wurden sie überhaupt nicht beobachtet, in den reinen Nephelinbasalten von Groschlattengrün und am Rauhen Kulm sind sie mindestens äußerst selten. Da außerdem die typischsten Sonnenbrenner in den reinen Feldspatbasalten des Hohen Parksteins vorkommen, so ist es ausgeschlossen, daß der Nephelin, wie LEPPLA vermutet, bei ihrer Bildung eine wichtige Rolle spielt. Auch konnte nachgewiesen werden, daß die Verwitterung der Gesteine nicht die Ursache der Sonnenbrenner sein kann, da sehr häufig der Kern der Säulen zu Sonnenbrennern geworden ist, während der Rand aus normalen Basalten besteht, und weil bei den Sonnenbrennern Feldspat und Nephelin ebenso frisch sind, wie bei den festen Gesteinen. Alles spricht vielmehr dafür, daß die Lockerung dieser Gesteine von Rissen ausgeht, die bei der Erstarrung der Basalte entstanden, analog den großen Absonderungsklüften, nach welchen sich die Säulen trennten.

Während die Urausscheidungen in allen Basalten der Oberpfalz, wenn sie überhaupt vorhanden sind, den gleichen Charakter zeigen — Olivinfelse, Pyroxenite, Einzelindividuen von Olivin, rhombischem und monoklinem Pyroxen — und auch ihre Verknüpfung mit den Basalten gleichmäßig vor sich geht, zeigen die exogenen Einschlüsse größere Mannigfaltigkeit. Die bei Groschlattengrün allgemein beobachtete Neubildung von Sanidin in der Grenzzone von Einschluß und Basalt und die Entstehung von Ägirin und Katophorit in dieser Zone und im benachbarten Teil des Einschlusses, tritt in derselben Weise am Weidersberg, am Hohen Parkstein und beim Armannsberg auf. Sanidin allein findet sich bei Graniteinschlüssen vom Silberrangen und bei Phyllitbruchstücken im Basalt der Steinmühle. Die charakteristische Zersetzungszone im Basalt von Groschlattengrün, welche dem Einschluß parallel verläuft, wurde bei keinem anderen Basalt in dieser Weise beobachtet. Die kleineren Einschlüsse von Triebendorf zeigen ähnliche Umwandlung wie die an den anderen Orten: auch hier beobachtet man Neubildung von Sanidin und daneben eine solche von Oligoklas-Andesin in schmalen Leisten. Die großen Graniteinschlüsse von dort enthalten aber nur untergeordnet

Sanidin. Hier hat sich in der Grenzzone und im Granit selbst Glas gebildet, in dem Spinell- und Cordieritkriställchen liegen und hier und da auch Sillimanit ausgeschieden wurde.

Wo einzelne Quarzkörner im Basalt sich finden, zeigen sie die bekannten Erscheinungen der Quarzaugen mit Porricinrand; die grünlichen Augitnädelchen liegen entweder in Glas oder in Sanidin eingebettet.

Auch die Neubildungen sind für manche Basalte charakteristisch. In Groschlattengrün treten neben Kalzit ziemlich häufig Natrolith und Phillipsit auf, in Triebendorf ist Aragonit die häufigste Neubildung, während Phillipsit nur einmal beobachtet wurde. Die Zeolithe in Groschlattengrün sind zum Teil in einer solchen Weise mit den übrigen Bestandteilen des Basalts verknüpft, daß man an eine sehr frühzeitige Bildung, an eine Ausscheidung aus dem Magma in der letzten Phase der Gesteinserstarrung denken muß, während die Phillipsite von Triebendorf eine spätere Mandelausfüllung darstellen. Dasselbe gilt für die Phillipsite vom Armannsberg, welche nur mikroskopisch zu beobachten sind und für die vom Kühhübel, welche in zahlreichen größeren Mandelräumen liegen und mit Opal und Magnalit vergesellschaftet sind. In den Basalten des Weidersberges sind prismatische Kristalle von Aragonit auf einer dünnen bläulichen Opalschicht häufig. Opal bildet am Armannsberg stellenweise glasige Überzüge auf dem Gestein — Hyalit.

Das Silikatgel Magnalit, welches in Groschlattengrün so weit verbreitet ist, tritt in den Basalten der Steinmühle in derselben Form auf. Hier und in Triebendorf kommt es häufig in Verbindung mit Phosphorit vor. Man beobachtet es überhaupt in allen Basaltfundorten, wenn auch nicht so häufig, wie in Groschlattengrün.

Phosphorit auf den Klüften zwischen den Basaltsäulen wurde, wie in Groschlattengrün, auch in Triebendorf, Steinmühle und am Armannsberg gefunden. Dazu kommt aber nun sein Auftreten in Gängen, welche den Basalt von Triebendorf und vom Armannsberg vertikal durchdringen. Zu beiden Seiten des Ganges ist dann der Basalt stark zermürbt und zersetzt und mit Phosphorit imprägniert. Außerdem findet sich Phosphorit in Triebendorf und bei der Stein-

mühle in stark zersetzten Basalten, zugleich mit Magnalit größere oder kleinere Hohlräume ausfüllend. Es sind hier heiße Quellen tätig gewesen, welche den Basalt zersetzten und auslaugten und die beiden Mineralien in den neuen Hohlräumen ablagerten. Der Phosphorit besteht bei all diesen Vorkommnissen meist aus feinkristallinischen Apatit.

Die Beobachtung im Feld ergab, daß die Gangform der Basalte in der Oberpfalz doch häufiger ist, als man früher annahm. Der Aufschluß bei Triebendorf bildet einen Gang von mehr als 500 m Länge und einer Maximalbreite von 200 m. Die Länge würde sich mehr als verdoppeln, wenn man die nach Osten liegenden Aufschlüsse, welche durch Tuffe von der Hauptmasse getrennt sind, als die Fortsetzung des Ganges betrachten dürfte. Lage und Beschaffenheit des Gesteins würden das rechtfertigen. Der Basalt des Hohen Parksteins ist ebenfalls ein ausgesprochener Gang, der, wenn man die Fortsetzung nach Osten und Westen in Betracht zieht, 500 m lang ist und an einer Stelle die Breite von 50 m erreicht; gewöhnlich ist er schmäler. Die drei Eruptionspunkte Kühhübel, Rauher Kulm und Kleiner Kulm scheinen ebenfalls einem Eruptionsgang aufzusitzen. Die Basalte von Groschlattengrün, Steinmühle, Weidersberg und von der Zinster Kuppe am Armannsberg machen mehr den Eindruck von Eruptivdecken, während der Kühhübel für sich betrachtet ein typischer Eruptionsschlot ist.

Zum Schluß fühle ich mich gedrungen, Herrn Prof. Dr. E. Weinschenk für die stets hilfsbereite Förderung meiner Studien den verbindlichsten Dank auszusprechen. Herr Oberbergrat Dr. O. M. Reis ließ mir zwei Analysen ausführen. Herr Hofrat Dr. Brunhuber in Regensburg überließ mir die photographische Aufnahme zu Abb. 2, Herr Maurer in Wiesau die zu Abb. 1 auf Tafel I, Herr Ludw. Bertl in München führte die Zeichnungen aus. Herr Dr. Egenter in München stellte mir seine Dünnschliffe der Basalteinschlüsse zur Verfügung, von Herrn Dr. Laubmann in München und von Herrn Gebhardt in Marktredwitz erhielt ich manche wichtige Funde. All diesen Herren sage ich hiermit meinen besten Dank.

[Manuskript eingegangen am 19. April 1919.]



Abb. 1. Tuffkegel im Basalt von Triebendorf, von Osten gesehen.
Vor dem Kegel liegen die Basaltsäulen horizontal, links von ihm wenig geneigt.



Abb. 2. Basaltsäulen an der Steinmühle bei Waldsassen, plattenförmige Absonderung der Säulen.

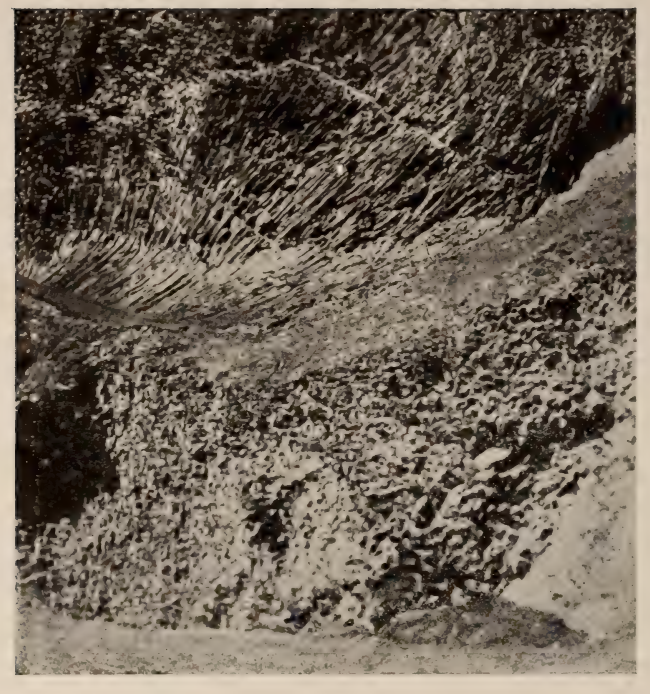


Abb. 3. Basaltsäulen am Hohen Parkstein.
Im Vordergrund horizontale Stellung, man sieht im Bilde die Säulenköpfe, oben allmähliches Steilerwerden der Säulen.

2. Über *Coeloptychium* Goldf. und *Myrmecioptychium* Schrammen.

Von Herrn H. Fritzsche in Bonn.

(Hierzu Tafel II und 1 Textfigur.)

Im Jahre 1912 begründete Schrammen[1]) in seiner vorbildlichen Monographie über die Kieselspongien Nordwestdeutschlands innerhalb der Familie der *Coeloptychidae* Zittel die neue Gattung *Myrmecioptychium*. Sie ist bisher in zwei Arten bekannt geworden: die eine, *Myrmecioptychium Bodei* Schrammen stammt aus der tonigen Granulatenkreide von Braunschweig, die andere, *Myrmecioptychium subagaricoides*, wurde schon 1872 von Sinzow aus den Kreidemergeln der Gouvernements Seratow und Simbirsk in Rußland beschrieben.[2])

Myrmecioptychium Schr. stimmt in seiner schirm- oder pilzförmigen Gestalt, im Skelettbau und Kanalsystem völlig mit *Coeloptychium* Goldf. überein. Während aber bei *Myrmecioptychium* Schr. die auf den Faltenrücken befindlichen größeren Wandöffnungen[3]) auf warzenartigen Erhebungen liegen, die wie kleine erhabene Kratere auf der Unterseite des Schwammes erscheinen, sind sie nach Schrammen bei *Coeloptychium* Goldf. einfach in den Rücken der Falten eingelassen, ohne mit ihrer Umgebung aus der im großen und ganzen ebenen Unterseite des Schwammkörpers herauszuragen. In dem Auftreten oder Fehlen dieser Warzen liegt der einzige Unterschied zwischen beiden Gattungen.

Ein sehr zahlreiches und gut erhaltenes Material von *Coeloptychium*-Arten aus dem Senon von Coesfeld und Darup in Westfalen befindet sich, von Schlüter gesammelt, im Museum des Geologisch-Palaeontologischen Instituts der Universität Bonn. Es erlaubt die interessante Feststellung, daß die warzenförmigen Erhebungen auf den Faltenrücken von *Myrmecioptychium* Schr. durchaus nicht auf die zu dieser Gattung gehörigen Arten beschränkt sind, sondern häufig

---

[1]) Palaeontographica, Suppl. **5**, 1912, S. 333.

[2]) Sinzow, Über Jura- und Kreideversteinerungen im Gouvernement Seratow. Materialien zur Geologie Rußlands, **4**, 1872, S. 49, Tafel 7, Fig. 1—4.

[3]) Über die Deutung dieser Wandöffnungen siehe Schrammen, a. a. O., S. 328.

auch bei typischen Coeloptychien sich finden. Die Warzen können bei *Coeloptychium* Goldf. niedrig sein oder wohl entwickelt; sie sind auf einzelne Falten beschränkt oder dem ganzen Stück allgemein. In ihrer Form wechseln sie innerhalb gewisser Grenzen: sie können fast vollkommen rund sein, wie dies auf Tafel II, Fig. 2 zur Darstellung gebracht ist, oder mehr oder weniger elliptisch. Die Längsachse dieser ellipsenförmigen Warzen liegt entweder im Schwammradius oder quer zu ihm, und in diesem Fall wird ihre Form unregelmäßiger und verzerrt (s. Taf. II, Fig. 3 und 4). Ebenso wie ihre Form ändert sich die Schärfe ihrer Begrenzung: sie setzen scharf ab und gehen fast ohne Übergang aus den sonst ebenen Faltenrücken hervor (s. Taf. II, Fig. 2), oder sie steigen nur ganz allmählich in flacher oder stärkerer Neigung zu ihrer vollen Höhe an. Mit dieser Verschiedenheit ist meist eine Änderung in der Warzengröße verbunden. Die scharf umschriebenen haben meist einen geringeren Durchmesser als die übrigen, allmählich in die Faltenebene verlaufenden Warzen, welche die ganze Breite der Faltenrücken einnehmen, in ihrer Peripherie sich berühren und aneinanderstoßen können. Infolgedessen beeinflussen sie sich in ihrer Form, und die Profillinie eines solchen Faltenrückens gleicht einer mehr oder minder unregelmäßigen Wellenlinie (s. Taf. II, Fig. 4). Die Öffnungen, von denen die warzenförmigen Erhebungen zentral durchbrochen werden, sind rundlich oder, wie bei *Coel. agaricoides* Goldf., spaltförmig. Ihr Durchmesser beträgt selten mehr als 2 mm, nur bei *Coel. subagaricoides* Sinz. steigt er bis zu 4 und 5 mm. Ein schmaler, makroskopisch dichter Ring oder leicht hervorragender Wall umgibt die Öffnungen.

Bei einer Anzahl der Coesfelder und Daruper Stücke fehlen die Warzen völlig; sie entsprechen vollkommen den bisherigen Beschreibungen. Ungefähr die Hälfte der Exemplare zeigt Andeutungen der warzenartigen Erhebungen; bei einer Minderzahl finden sie sich in guter und allgemeiner Entwicklung. Es liegen mir Exemplare sämtlicher im westfälischen Senon vorkommender Arten vor, von *Coeloptychium agaricoides* Goldf., *lobatum* Goldf., *sulciferum* Roem. und *incisum* Roem., welche die Warzen nur an einem Teil ihrer Falten erkennen lassen, und wiederum andere derselben Arten, bei denen sämtliche Wandöffnungen auf gut ausgeprägten Erhebungen liegen, die den Warzen der Braunschweiger Stücke kaum an Höhe und Breite nachstehen. Mehrfach ist zu beobachten, daß bei Formen, deren Wand-

öffnungen nur zum Teil warzenförmig erhöht sind, einander benachbarte Falten sich durch diese Warzen auszeichnen.

Es finden sich somit Übergänge jeden Grades von *Coeloptychium*-Formen mit flachen, ebenen Faltenrücken bis zu solchen mit ausgeprägt höckriger Unterseite, und nicht nur bei verschiedenen Arten, sondern auch innerhalb einer und derselben Spezies. Das Vorhandensein oder Fehlen der Warzen kann infolgedessen nicht als unterscheidendes Gattungsmerkmal gelten: *Myrmecioptychium* Schr. ist einzuziehen und die zu dieser Gattung gestellten Arten sind zu *Coeloptychium* Goldf. zu rechnen. — Da aber die Warzen auch bei der gleichen Art auftreten oder fehlen können, wie es an sämtlichen westfälischen Arten zu beobachten ist, so folgt, daß sie ebensowenig ein spezifisches Artmerkmal darstellen, und es erhebt sich als zweite Frage, ob die bisher zu *Myrmecioptychium* Schr. gehörigen Arten: *subagaricoides* Sinz. und *Bodei* Schr. noch einen selbständigen Formenkreis umschreiben und aufrecht erhalten werden können.

Die russische Art, *subagaricoides* Sinz., ähnelt *Coel. lobatum* Goldf., ist aber durch die sehr großen Wandlücken, die größten, die man bisher bei *Coeloptychium* gefunden hat, wohl charakterisiert. Auch für *Coel. Bodei* Schr. möchte ich die Frage bejahen. Zu der Schrammenschen Beschreibung ist folgendes hinzuzufügen: flach trichterförmig, mit oder ohne zentrale Einsenkung. Scheibendurchmesser bis 130 mm. Anzahl der Radialfalten (am Rand gemessen) bis 40 und mehr. — *Coel. Bodei* Schr. nimmt eine Mittelstellung ein zwischen *Coel. deciminum* Roem. und *Coel. sulciferum* Roem.[4]). Es unterscheidet sich von beiden Arten durch die scharf rippenartig vorspringenden Radial-

---

[4]) Nach Schrammen soll sich *Coel. sulciferum* Roem. durch eine gleichmäßig poröse Scheitelfläche auszeichnen. Zwischen den westfälischen Coeloptychien finden sich dagegen mehrere zweifellos zu *sulciferum* Roem. gehörige Formen mit ungleichmäßig poröser Scheitelfläche: die Scheiteldiaphragmen werden bei ihnen von feinen porösen Radialbändern unterbrochen, die teilweise flach rippenartig erhöht sein können. Durch dieses Merkmal nähert sich *sulciferum* Roem. *Coel. princeps*. Diese Art unterscheidet sich dann von *Coel. sulciferum* Roem. nur noch durch den stärker gefalteten Stiel und den größeren Scheibendurchmesser, zwei Merkmale, die kaum als Artunterschiede gelten können.

bänder, von denen die Scheiteldiaphragmen unterbrochen werden und insbesondere von *Coel. deciminum* ROEM. durch die geringere Zahl der Falten, den schrägen, leicht gebogenen Rand und die eingesenkte Oberseite.

Coeloptychium subagaricoides SINZ. findet sich nach SINZOW[5]) zusammen mit *Volviceramus Lamarcki* PARK. (*Inoceramus Brongniarti* PARK.) und *Inoceramus lobatus* MÜNSTER, also vom Turon an bis ins Untersenon, während *Coel. Bodei* SCHR. auf die untersenone Granulatenkreide beschränkt ist. Die beiden Formen stellen also die ältesten Vertreter der Gattung *Coeloptychium* GOLDF. dar. Die übrigen Arten treten im Quadratensenon auf und erreichen erst in der Mukronatenkreide ihre größte Verbreitung. Die warzenförmigen Erhöhungen auf den Faltenrücken, die in bester Entwicklung gerade bei den älteren Arten auftreten, scheinen somit ein primitives Merkmal von *Coeloptychium* GOLDF. zu sein, das bei den jüngeren Formen nach und nach verschwindet.

Ein wesentliches Unterscheidungsmerkmal der zum Teil sich sehr nahestehenden Coeloptychiumarten pflegt man in der Ausbildung der drei Deckschichten, insbesondere der Struktur der Scheiteldiaphragmen und der marginalen Kieselhaut zu erblicken, die, im Gegensatz zu dem aus Lychnisken aufgebauten eigentlichen Dyctionalgerüst, aus Hexaktinen, Pentaktinen und Stauraktinen hervorgehen und zusammengesetzt werden.

Charakteristisch für die D e c k s c h i c h t d e r U n t e r s e i t e der Coeloptychienscheibe und meist auch des Stiels ist ihre lockere Beschaffenheit und die regelmäßigere Anordnung der Ostien, im Gegensatz zu der dichten und unregelmäßig von Poren durchbrochenen Deckschicht der Seitenflächen. Nicht so allgemein ist ihre schachbrettartige Struktur[6]), die auf einen Wechsel offener Ostien mit von feinen Poren durchbrochenen, membranösen Partien zurückzuführen ist. So befinden sich z. B. an den Seitenflächen der Radialfalten eines mir vorliegenden *Coel. lobatum* GOLDF. nur offene Ostien und keine Maschen, welche von einer feinporösen Membran überdeckt sind. Die Ostien stehen

[5]) Mémoires du Comité Géologique. Bd. 2, No. 2, Carte géologique Générale de la Russie, 93, S. 61 ff., Petersburg 1885.

[6]) SCHRAMMEN, a. a. O., S. 327.

entweder in Längsreihen — es ist dies wohl zumeist der Fall —, oder sie sind, wie z. B. an einem vorliegenden *Coel. lobatum* Goldf., ähnlich wie die Maschen des Dyctionalgerüsts, in Quinkunx angeordnet. Wie schon aus der Schrammenschen Gattungsbeschreibung hervorgeht,[7] fehlt auf den eigentlichen Faltenrücken häufig diese Regelmäßigkeit in der Anordnung der Ostien: sie stehen regellos und werden zuweilen kleiner. Stets tritt diese Unregelmäßigkeit ein in der Umgebung der von einem dichten schmalen Ring umgebenen größeren Wandlücken, mögen sie nun auf warzenförmigen Erhöhungen liegen, oder, ohne mit ihrer Umgebung hervorzutreten, einfach in den dann ebenen Faltenrücken eingelassen sein.

Die marginale Kieselhaut ist wesentlich dichter als die Deckschicht der Unterseite. Schrammen[7] schreibt über sie: „Die dem unbewaffneten Auge glatt und dicht erscheinende marginale Kieselhaut erweist sich unter dem Mikroskop als eine von zahlreichen Löchern durchbrochene Membran.“ Dieser Satz trifft nur für einen Teil der Coeloptychiumarten zu und erschöpft die Charakteristik der seitlichen Deckschicht nicht. Vielmehr schwankt der Grad ihrer Porosität oder Dichte bei den einzelnen Arten und selbst bei einem und demselben Individuum recht erheblich. So ist sie bei *Coel. deciminum* Roem., *agaricoides* Goldf. und, nach Zittelschen Abbildungen[8]) zu urteilen, auch bei *Coel. Seebachi* Zitt., *rude* v. Seeb. und *princeps* Roem. recht dicht und nur mit der Lupe oder Mikroskop auflösbar. Bei *Coel. lobatum* Goldf. dagegen und teilweise auch bei *Coel. sulciferum* Roem. wird sie von zahlreichen recht groben, in ihrer Größe wechselnden, doch makroskopisch deutlichen Poren durchsetzt. Häufig wird infolge ungenügender Präparation der Stücke eine dichte Struktur nur vorgetäuscht. Die einzige Regel in der Anordnung der Poren ist die Unregelmäßigkeit, nur selten läßt sich eine Quinkunxstellung oder eine Anordnung in Längsreihen feststellen. Dieser erhebliche Unterschied in der Größe der Poren findet sich bemerkenswerterweise nicht nur bei voneinander verschiedenen Arten: auch bei der gleichen Form kann ein Wechsel von Partien mit verschiedener Porengröße auftreten. Die marginale Deckschicht ist bei diesen Formen

---

[7]) a. a. O., S. 327.

[8]) Zittel: Über *Coeloptychium*. Abh. d. Bayr. Akad. d. Wissensch., 2. Kl., 12. Bd., 3. Abt., Tafel 1 u. 2.

nicht mehr homogen und einheitlich, grob oder fein porös — die Größe der Poren pflegt innerhalb einer Art ziemlich konstant zu sein —, sondern gröber poröse Partien und feiner poröse bis dichte Streifen wechseln miteinander ab, und zwar überziehen die gröberen Partien die offenen Seiten der Falten, die dichten, fein porösen überbrücken die Falteninterstitien. (Taf. II, Fig. 5.) Unregelmäßig orientierte Lychnisken, durch welche die Deckschicht gestützt wird, sind namentlich dort, wo die grob porösen Partien dem Dyctionalgerüst der Faltenenden aufliegen und mit ihnen verwachsen, zu beobachten. Das Breitenverhältnis der verschieden porösen Streifen ist ungleichmäßig und hängt zum größten Teil von der Breite der Falten und der Falteninterstitien ab. Meist bilden die feiner porösen Partien nur schmale, häufig leicht eingesenkte radiale Streifen zwischen den gröber porösen, weit breiteren Teilen der Deckschicht. Dieses ist der Fall bei *Coel. sulciferum* Roem.[9]) Ferner läßt sich meist eine inhomogene Struktur bei der in ihrer Gesamtheit makroskopisch fast dicht und homogen erscheinenden Deckschicht von *Coel. agaricoides* Goldf. beobachten, dann bei solchen Varietäten von *Coel. lobatum* Goldf., bei denen die Zerteilung der Seitenfläche in einzelne Lappen erst in einiger Entfernung von ihrem Oberrand stattfindet. Während aber die gröber porösen Partien bei *Coel. sulciferum* Roem. schon von makroskopisch gut erkennbaren Poren bedeckt sind, ist bei *Coel. agaricoides* Goldf. die Größe ihrer Poren weit geringer; sie sind oft erst mit der Lupe zu erkennen, unterscheiden sich aber deutlich von den noch feineren Poren der die Falteninterstitien überbrückenden Streifen, welche häufig, ebenfalls im Gegensatz zu *Coel. sulciferum* Roem., weit breiter sind, als die sich einschaltenden schmalen, gröber porösen Partien der Deckschicht.

Seit langem schon ist die inhomogene Struktur der die Scheitelfläche überziehenden Deckschicht bei *Coel. agaricoides* Goldf., *deciminum* Roem., *princeps* Roem. usw. bekannt. Die dichten Radialbänder treten erst in einiger Entfernung von der zentralen Siebplatte auf und finden sich dort, wo die Deckschicht unmittelbar auf dem Dyctionalgerüst der umbiegenden Faltenrücken aufliegt. Interessant ist, daß die dichten Partien der marginalen Kieselhaut bei *Coel. agaricoides* und *Coel. sulciferum* Roem. var. *princeps* Roem. den dichten Radialbändern der Scheiteldeckschicht

[9]) Quenstedt: Die Schwämme 1878. Tafel 139, Fig. 14.

entsprechen und in ihrer Fortsetzung auf der Seitenfläche sich finden, ebenso wie die Faltenrücken der Scheitelfläche mit den Falteninterstitien der marginalen und unteren Seite korrespondieren. Im einzelnen finden kleine Verschiebungen nach rechts oder nach links statt, und der eine Streifen verbreitert sich auf Kosten des anderen. Die große Variabilität der einzelnen Coeloptychiumarten kommt auch in der Ausbildung der Deckschicht zum Ausdruck.

Es ergibt sich also, daß die marginale Deckschicht von *Coeloptychium* Goldf. durchaus nicht stets makroskopisch dicht und von homogener Struktur ist, sondern daß sie häufig (z. B. bei *Coel. lobatum* Goldf.) eine sehr grobporöse Ausbildung besitzt und bei mehreren Arten (z. B. *Coel. agaricoides* Goldf. und *sulciferum* Roem.) aus alternierenden, gröber und feiner porösen Streifen besteht. Die gröber porösen Partien überdecken die offenen Seiten der Falten, die feiner porösen überbrücken die Faltenzwischenräume. Ist die Deckschicht der Oberseite ebenfalls inhomogen zusammengesetzt (wie bei *Coel. agaricoides* Goldf. usw.), so liegen die gröber porösen Streifen der marginalen Kieselhaut in der Fortsetzung der Diaphragmen und die feiner porösen in der Fortsetzung der feinporösen Radialbänder der die Scheitelfläche überziehenden Deckschicht (s. Tafel II, Fig. 5).

Auch zur Veränderlichkeit der äußeren Gestalt von *Coeloptychium* Goldf. liefert das Bonner Material einen neuen Beitrag. Aus dem Mukronatensenon von Coesfeld stammen drei zu *Coeloptychium* Goldf. gehörige Spongien, die in ihrer Gestalt durchaus von der charakteristischen Coeloptychiumform abweichen, was aus Tafel II, Fig. 1 und der folgenden Abbildung erhellt.

Der eigentliche Schwammkörper besteht nicht aus einem mehr oder weniger ausgeprägten Hut, der senkrecht gegen den Stiel absetzt, sondern Stiel und Hut gehen ohne irgend eine Trennung ineinander über. Infolgedessen ist das Profil des Schwammes nicht mehr schirmartig, sondern kegelförmig. Bei flüchtigem Anblick springt

zunächst seine Ähnlichkeit mit einem *Radiolites* ins Auge; besser kann er mit einem grobgefalteten Ventriculitiden verglichen werden. Fünf oder sechs Primärfalten sind zu unterscheiden, die aus einem kurzen, hier nicht mehr erhaltenen Stiel hervorgegangen sein mögen. Sie streben sofort auseinander, an einem der Stücke unter einem Winkel von 90 ° und teilen sich dann, genau so wie auf der Unterseite einer typischen Coeloptychiumscheibe, unregel-

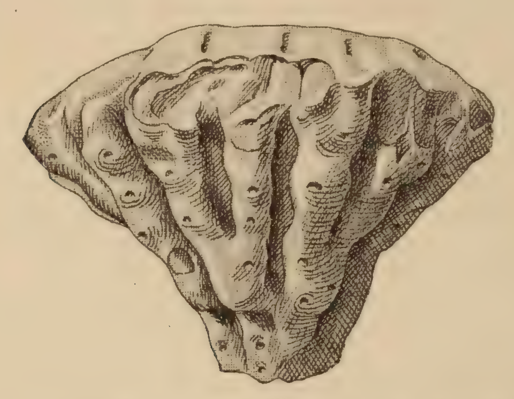


Fig. 1. *Coeloptychium sulciferum* Roem. nov. var. *obconicum* Mukronatensenon, Coesfeld. Natürl. Größe.

mäßig in je zwei bis fünf Äste, welche auf ihrem Rücken von 0,7—1 mm großen, runden oder leicht ovalen Wandöffnungen durchbrochen werden. Die marginale Seitenfläche des Schwammkörpers setzt in scharfem Knick gegen die schräge Unterseite ab; sie ist breit, gewölbt und mehr oder minder schräg, besitzt einen welligen, leicht gelappten Unterrand und ist meist zusammenhängend und ungeteilt ausgebildet. Häufig aber wird sie, besonders in ihrer oberen Hälfte, von spaltförmigen Längseinschnitten durchbrochen, die dadurch entstehen, daß die Deckschichten am seitlichen Ende der Falten nicht völlig miteinander verwachsen und so den Falteninterstitien entsprechende Lücken freilassen. An einem der vorliegenden Exemplare (s. Tafel II, Fig. 1) sind die Einschnitte zum Teil schärfer und breiter; sie durchschneiden die ganze Seitenfläche, die dann von den äußeren, geschlossenen Enden der getrennten Falten gebildet wird und ähnlich wie bei *Coel. incisum* Roem. oder *lobatum* Goldf. deutlich gelappt ist. — Die Schwammober-

seite wird von einer tiefen, steil einfallenden, trichterförmigen Einsenkung eingenommen, die von einem etwas vorstehenden Rand umgeben ist.

Die drei Deckschichten der Coeloptychien sind an den Stücken deutlich zu unterscheiden. Eine mehr oder minder regelmäßig durchbrochene Kieselmembran überzieht die Unterseite. Wie gewöhnlich ist die Regelmäßigkeit im Wechsel der größeren rundlichen oder quadratischen Öffnungen und der membranösen Partien nur teilweise vorhanden, und besonders in der Nähe der von einem schmalen, dichten Rand umgebenen rundlichen Wandlücken gestört.

Die dichtere, von zahlreichen Poren durchsiebte marginale Kieselhaut ist inhomogen. Breitere, grobporöse Partien überziehen die offenen Faltenenden; schmale, makroskopisch dichte, sehr feinporöse Streifen überdecken die Falteninterstitien zum Teil vollständig, zum Teil lassen sie spaltenförmige Lücken über den Faltenzwischenräumen offen. Im Gegensatz zu dieser inhomogenen Struktur der seitlichen Deckschicht wird die trichterförmig eingesenkte Oberseite von mittelgroßen Scheiteldiaphragmen einheitlich und gleichmäßig überzogen, ohne von dichten Radialbändern unterbrochen zu werden.

Das in Fig. 1 abgebildete Stück zeigt eine Reihe von Unregelmäßigkeiten in der Ausbildung und im Auftreten der unteren und seitlichen Deckschicht. Einmal gesellen sich zu den Poren der marginalen Deckschicht auf einzelnen Lappen die größeren rundlichen Wandlücken, die sonst nur auf der Unterseite der Faltenrücken auftreten. Ferner findet sich die unregelmäßig poröse marginale Kieselhaut nicht auf die Seitenfläche des Schwammes beschränkt, sondern sie tritt schon auf einem Teil seiner Unterseite auf. Diese Abnormität hängt mit besonderen Wachstumsverhältnissen des Stückes zusammen: die Hälfte der distal nach außen wachsenden Falten machen in halber Höhe des Schwammkörpers plötzlich einen scharfen Knick und wachsen eine Zeitlang senkrecht zu ihrer Anfangsrichtung auf einen in der Mitte des Schwammes gelegenen Punkt zu, als ob es schon zur Bildung der marginalen Seitenfläche kommen sollte. Schließlich knicken sie wiederum, aber entgegengesetzt wie zuerst um, wachsen wieder distal nach außen, parallel ihrer Anfangsrichtung. Durch diesen oberen, zweiten Knick entsteht eine Einschnürung der kegelförmigen Unterseite und zwischen dieser Einschnürung und dem ersten, unteren Knick findet sich eine unregelmäßig poröse dichtere

Deckschicht von der gleichen Ausbildung wie die breiten gröber porösen Partien der marginalen Kieselhaut; während oberhalb der Einschnürung sich wieder die typische Deckschicht der Unterseite gebildet hat mit einer regelmäßigen schachbrettartigen Struktur. Mit jeder der beiden Änderungen in der Wachstumsrichtung der Falten war somit zugleich eine Änderung in der Ausbildung der Deckschicht verbunden und der zwischen den beiden Umbiegungen liegende Teil der Falten läßt nicht nur durch seine Richtung, sondern auch durch die Struktur seiner Deckschicht erkennen, daß er morphologisch zur marginalen Seitenfläche des Schwammes gehört und nicht zu seiner Unterseite. —

Maße der drei Exemplare:

	I.	II.	III.
Höhe:	43	46	24 mm
Breite[10]):	65—70	59—65	65 mm
Zahl der Falten:	18	rd. 20	17

Sieht man von der besonderen Gestalt der beschriebenen Schwämme ab, so stimmen sie in allen wesentlichen Merkmalen mit *Coeloptychium* Goldf., insbesondere mit *Coel. sulciferum* Roem. überein. Hier wie dort findet sich die breite gewölbte Seitenfläche, die im ganzen zusammenhängend ausgebildet ist, häufig von den Interstitien zwischen den Falten entsprechenden Einschnitten unterbrochen wird und nur an der Peripherie eine mehr oder weniger ausgeprägte Lappung aufweist. Die tiefe steil einfallende zentrale Einsenkung ist die gleiche; auch in der Struktur der drei Deckschichten, in der Zahl der Falten und Größe des Schwammkörpers stimmen die beschriebenen Stücke mit *Coeloptychium sulciferum* Roem. überein. Abweichend ist in allem nur die verkehrt kegelförmige Gestalt der beschriebenen Stücke, die zu der konstant schirmartigen Form der typischen Coeloptychien durchaus im Gegensatz steht, doch bei der allgemein außerordentlichen Veränderlichkeit der äußeren Form bei Schwämmen nicht als zureichender Grund gelten kann, um die Aufstellung einer neuen Art, geschweige einer Untergattung zu rechtfertigen. Vielmehr sind die beschriebenen Stücke als Wachstumsvarietäten der im übrigen völlig ähnlichen *Coeloptychium sul-*

[10]) Gemessen am Unterrand der Seitenfläche.



Erklärungen zu Tafel II.

Fig. 1. *Coeloptychium sulciferum* ROEM. (var. *obconicum* FR.) Mukronatensenon, Coesfeld. Natürl. Größe.

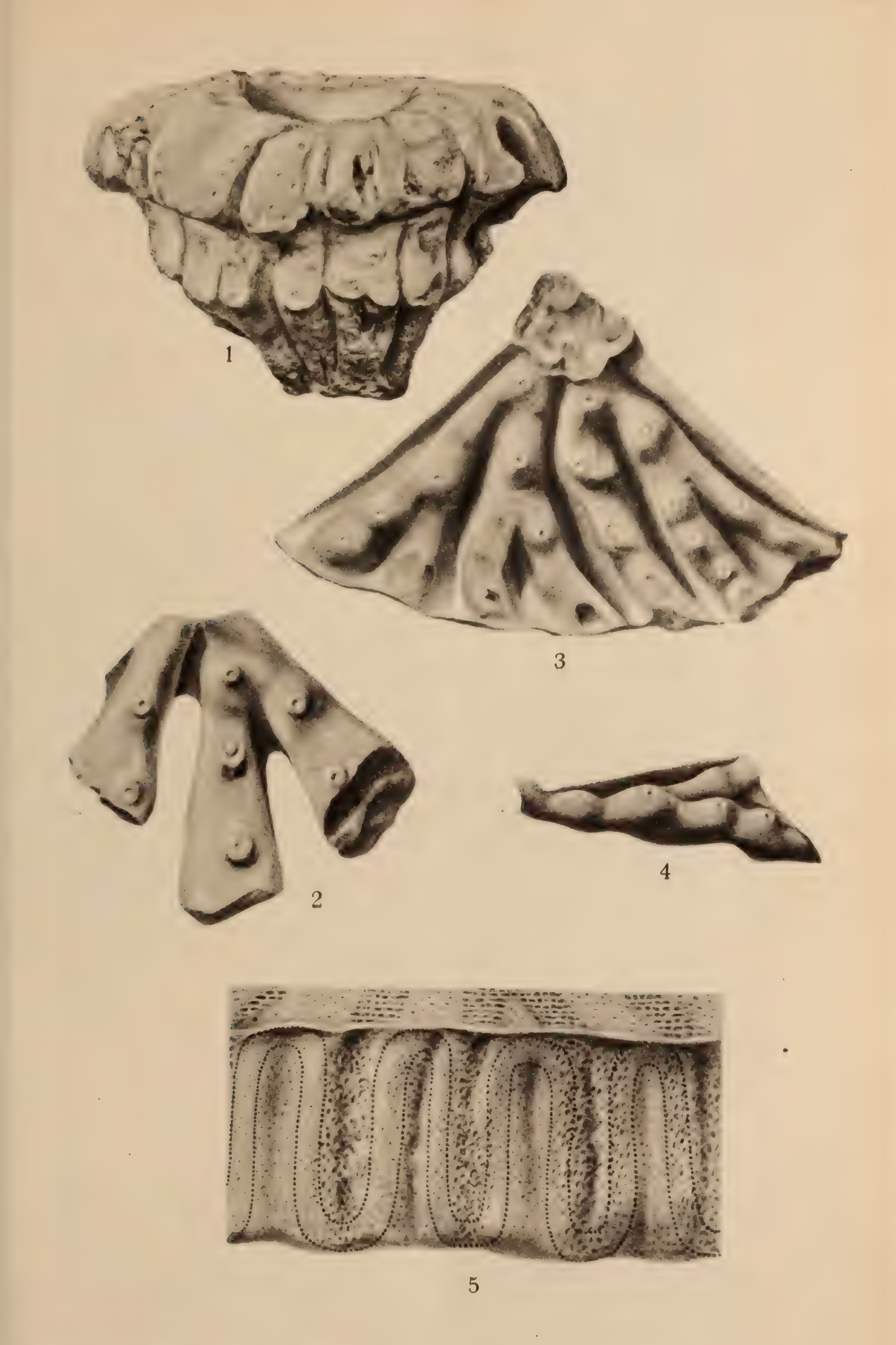
Fig. 2. *Coeloptychium lobatum* GOLDF. Unteres Mukronatensenon, Coesfeld-Berg. Teil der Unterseite. Natürl. Größe.

Fig. 3. *Coeloptychium sulciferum* ROEM. Mukronatensenon, Coesfeld. Teil der Unterseite. Natürl. Größe.

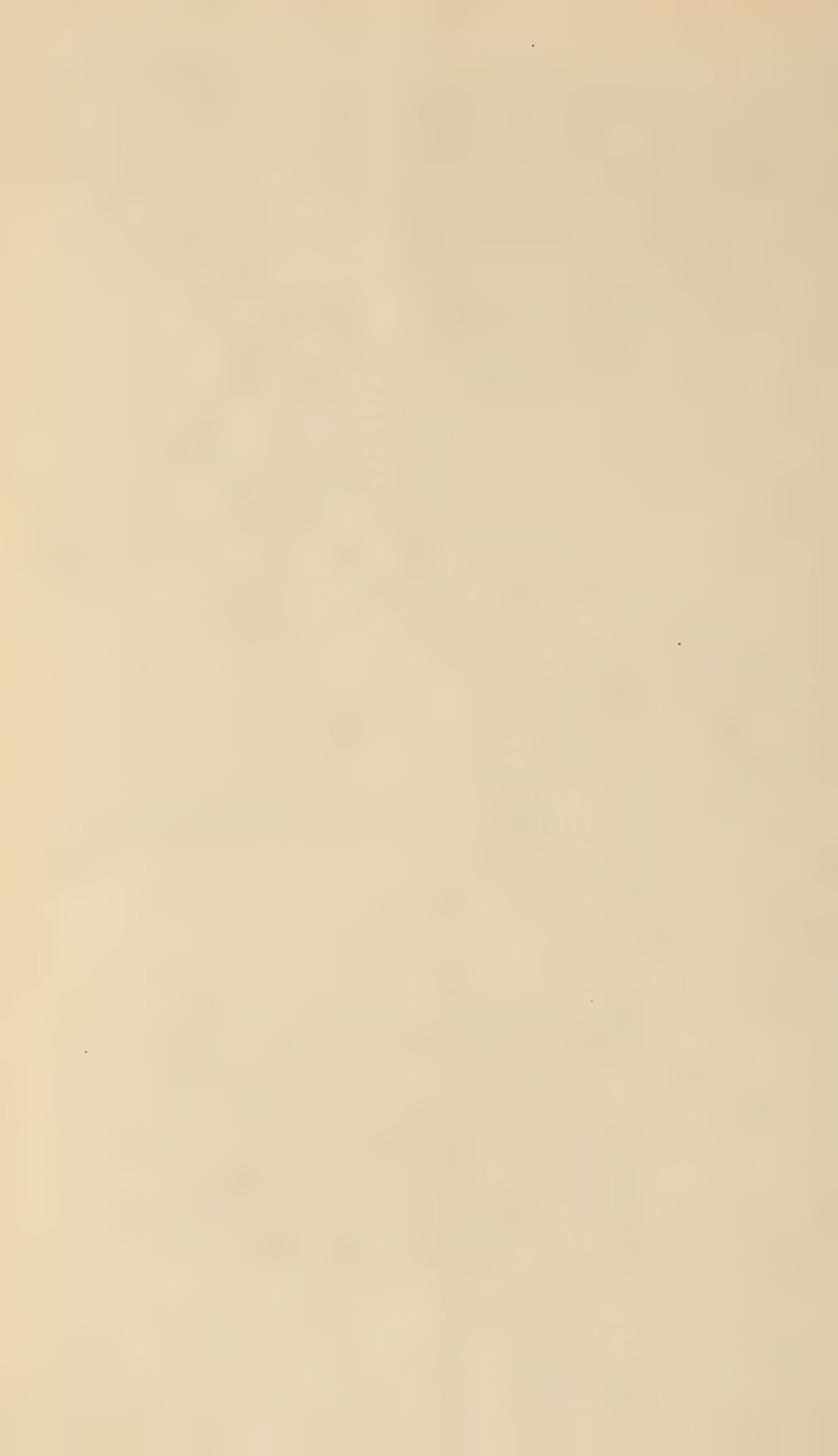
Fig. 4. Dasselbe Exemplar. Halbprofil der Unterseite einer Falte. Natürl. Größe.

Fig. 5. Schematisches Bild des Scheibenrandes von *Coeloptychium agaricoides* GOLDF. zeigt die gröber und feiner porösen Streifen der marginalen Deckschicht, ihr Verhältnis zu den Falten und zu der Deckschicht der Oberseite des Schwammes. — 2:1 —

Sämtliche Originale befinden sich im Museum des Geol.-Pal. Instituts der Universität Bonn.



Lichtdruck von Albert Frisch, Berlin W 35.



ciferum Roem. anzusehen und mögen als *sulciferum* Roem. nov. var. *obconicum* bezeichnet werden. Auch zu der sehr variablen *Coel. lobatum* Goldf. hat die neue Varietät ebenso wie das typische *Coel. sulciferum* Roem. nahe Beziehungen. *Coel. lobatum* Goldf. vereint in sich sehr extreme Zweige: stark gelappte Formen mit weit voneinander entfernt stehenden Faltenzweigen und nur schwach gelappte Formen, deren Falten nur durch mehr oder weniger tiefe Furchen voneinander getrennt werden, die erst in der Nähe der Peripherie in offene breitere Einschnitte auslaufen. Diese schwach gelappten Varietäten sind es, die zu *Coel. sulciferum* Roem. hinüberleiten und auch mit den beschriebenen Stücken nahe verwandt sind, umsomehr als sich auch die übrigen Merkmale, Ausbildung der Deckschichten, trichterförmige Einsenkung der Oberseite usw. einander recht ähneln.

Eine ähnliche ebenfalls kegelförmige Spongie beschreibt bereits Fischer v. Waldheim aus den oberkretazeischen Kreidemergeln von Simbirsk in Rußland unter dem Namen *Coelopt. Jasikovii*[11]). Ob es sich überhaupt um ein *Coeloptychium* und um eine selbständige Art dieser Gattung handelt, ist aus Beschreibung und Abbildung nicht festzustellen. Auffallend ist die Ähnlichkeit dieser Form mit *Coelopt. lobatum* Goldf.

---

[11]) G. Fischer v. Waldheim, Observations sur le genre de polypier Coeloptychium de Goldfuss. Bull. d. l. Soc. Impér. des Natural. de Moscou. Tome 17, 1848, Taf. 8, Fig. 3—4.

[Manuskript eingegangen am 1. April 1919.]

3. Zur Geologie und Morphologie der Umgebung von Bad Wildungen.

Von Herrn W. Kranz in Stuttgart.

(Hierzu Tafel III und 8 Textfiguren.)

I. Diabas und Culmkieselschiefer bei Bad Wildungen.

1917—1919 hatte ich Gelegenheit zu geologischen Studien im Diabas und Kieselschiefer bei Bad Wildungen[1]). Aus der bisherigen Literatur darüber[2]) sei hier folgendes referiert:

E. Waldschmidt verzeichnet u. a. in den Zimmergründen südwestlich Bad Wildungen beim heutigen Waldhaus Kieselschiefer, und südwestlich vom Waldhaus sowie nordöstlich vom Talbrunnen zwei getrennte Vorkommen von Diabas. „In der Nähe derselben ist der (graue Ton-) Schiefer sehr häufig in kieselschiefer- und hornsteinähnliche Gesteine umgewandelt, so in der Nähe von Braunau, am Talbrunnen, in den Zimmergründen, am Bilstein. Auch findet man dort zahlreiche, bis zu 1 m Durchmesser erreichende Blöcke von graugrünem, weißgeadertem Quarz und Eisenkiesel, die zweifellos Diabaskontaktgesteine sind.“ Den harten Schiefer im Hangenden des Clymenienkalkes rechnet Waldschmidt zum Culm. „Südlich von den Hauern bildet dieser Schiefer eine kahle, steile Bergwand, die „rote Rutsche“, an deren nördlichem Anfang noch eine isolierte, ungeschichtete Kalkmasse auftritt. Dicht über derselben ist in den Schiefer ein etwa 2 m mächtiges Diabaslager eingeschaltet, begleitet

---

[1]) Meßtischblätter 1 : 25 000 Nr. 2793 Bad Wildungen und 2856 Armsfeld.

[2]) E. Waldschmidt, Über die devonischen Schichten der Gegend von Wildungen. Diese Zeitschr. **37**, 4, 1885, S. 907, 914, Taf. 37 (Geol. Karte 1 : 50 000). — A. Denckmann, Zur Stratigraphie des Oberdevon im Kellerwald und in einigen benachbarten Devongebieten, Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanstalt und Bergakad. für 1894, Berlin 1895, S. 17, 25 f., 44 f., 50 (mit Tabelle), 53, 62, Taf. I (Geol. Karte 1 : 20 000); Der geologische Bau des Kellerwaldes, Abhandl. d. Preuß. Geol. Landesanstalt, N. F. 34, 1901, S. 47, 49—53, 68, 74 f., und Geol. Übersichtskarte 1 : 100 000; Geol. Spezialkarte von Preußen 1 : 25 000, Lief. 116, 1902, Blatt Kellerwald, Erläuterungen, S. 42—45, 60, 64; Blatt Frankenau, Erläuterungen, S. 10, 12, 31, 35 f., 41; Blatt Gilserberg, Erläuterungen, S. 36 f., 57; Kurze Übersicht über Tektonik und Stratigraphie des Kellerwaldhorstes. Diese Zeitschr., 1902.

von einer ebenso mächtigen Kieselschieferbank im Hangenden, während die Schiefer im Liegenden wie gefrittet erscheinen." WALDSCHMIDT hält also den Diabas dieser Gegend im allgemeinen für jünger als den Culmkieselschiefer, welcher danach im wesentlichen eine Kontaktbildung aus Culmtonschiefer am Diabas sein soll.

Dementgegen hat A. DENCKMANN unzweifelhaft ältere körnige Diabase im Kellerwald festgestellt: In seinen „Auenberger Schichten", Cypridinenschiefer des obersten Oberdevons, treten Diabase in einzelnen Decken auf, mit den Sedimenten wechsellagernd; wo sie auf devonischen Tonschiefern liegen, sind diese in der Regel im Kontakt verändert und in adinolartige Gesteine, in Spilosit usw. umgewandelt. Grobkörnige Varietäten des Diabas finden sich vorwiegend in den Aschkuppen-Gesteinen (obere Auenberger Schichten). Sicher körnige Diabase fand er ferner in den Steinhorner und in den Hundshäuser Schichten (Silur).

Das culmische Alter der hauptsächlich in Frage kommenden Kieselschiefer ist nach DENCKMANN nur in linsenförmigen Körpern fleischroter Adinolen von muscheligem Bruch in den Kieselschiefern des Pferdsberges durch Versteinerungen nachgewiesen[3]). Auf die körnigen Diabase der genannten oberdevonischen Auenberger Schichten folgen nach den Aufnahmen von DENCKMANN vielfach im engsten Zusammenhang zunächst Eisenkiesel an der Basis des Culm, 1/4—1 m mächtig, blutrot, grünlich oder schwarz gefärbt, von weißem Gangquarz netzartig durchtrümert. Hier beginnen die Culmkieselschiefer vorwiegend mit roten und grünen Adinolen. Wo die Diabase fehlen, herrschen an der Basis des Culm Lydite vor. Die grauen Kieselschiefer selbst, von dunklerer und hellerer Färbung, wechsellagern unregelmäßig mit lettig verwitternden Tonschieferlagen, nach DENCKMANN mindestens 40 m mächtig. Darauf folgen ohne schroffen Übergang weichere Culmtonschiefer, und zwar vielfach zunächst eine schmale Zone von Alaunschiefern mit der bekannten Fauna der Posidonienschiefer[4]).

Blatt Frankenau der geologischen Spezialkarte 1 : 25 000 verzeichnet im Zuge Pferdsberg—Schellberg mehrfach läng-

---

[3]) Geol. Bau des Kellerwaldes, 1901, S. 54.

[4]) DENCKMANN, a. a. O., 1901, S. 54 f.; Erläuterungen zu Blatt Kellerwald, 1902, S. 46 f.

liche Schollen von Culmkieselschiefer zwischen körnigem Diabas, östlich vom Eulenberg (westlich Hommershain) ähnlichen Wechsel von Diabas und Culmkieselschiefer. Nach der eingangs erwähnten Auffassung von WALDSCHMIDT könnte man solche Lagerungsverhältnisse mit jüngerem Alter des Eruptivgesteins erklären, Aufdringen von Diabas nach Ablagerung der Schiefer, lakkolithische Intrusion zwischen denselben oder Mitreißen bzw. Aufrichten und dabei Kontaktmetamorphose der Schieferschollen. DENCKMANN fand indessen, daß am Pferdsberg und Eulenberg oberdevonische körnige Diabase auf Culmschiefer überschoben sind, daß es sich also um Störungen, nicht um Einlagerung im Diabas handelt. Er hebt an anderen Stellen mit Recht die Schuppenstruktur hervor. „Im gefalteten Gebirge ist man sehr vorsichtig geworden mit dem Begriff „Einlagerung". Es ist häufiger die Erfahrung gemacht worden, daß das, was für Einlagerung gehalten wurde, Einfaltung ist. Speziell in deutschen Devongebieten ist vielfach eine außerordentlich komplizierte Faltenstruktur der Gebirge beobachtet worden, die gleichwohl durch die genaue Regelmäßigkeit überrascht, mit der in ihr die Schichtenfolge an der „Schuppenstruktur" festgestellt werden konnte."

Es fragt sich nun, ob nicht doch außer den zweifellos devonischen und silurischen Diabasen auch solche jüngeren, und zwar frühkarbonischen Alters im Kellerwald vorkommen.

Theoretisch wäre ein jüngeres, karbonisches Alter von Diabasen im Kellerwald sehr wohl denkbar; das Gebiet würde dabei den Verhältnissen des varistischen Gebirges, zu dem es gehört, vollkommen entsprechen. Auch an vielen anderen Stellen der varistischen Alpen wurden ja außer zweifellos älteren, besonders devonischen[5]) Eruptivgesteinen solche karbonischen Alters[6]) gefunden, darunter auch Diabas, wiewohl das culmische Alter solchen Diabases z. T. noch nachzuprüfen wäre. Die Kieselschiefer des Culm sind zwar offenbar meist primär verkieselte Sedimente, durch Reichtum an Radiolarien und Spongienresten, vielleicht auch durch Zufuhr der Kieselsäure aus kieselsäurereichen Quellen zu erklären[7]); die Adinolen an ihrer Basis kann man aber wohl vom petrographischen Standpunkt im allgemeinen als

[5]) E. KAYSER, Lehrbuch der geol. Formationskunde, 5. Aufl., 1913, S. 145, 157, 159 (Fig. 37), 163 f.

[6]) KAYSER, a. a. O., S. 208, 209 (Fig. 46), 239.

[7]) Briefliche Mitteilung von Herrn Geh. Bergrat DENCKMANN.

Kontaktbildungen auffassen. Adinolen bilden sich oft nahe am Kontakt mit Diabas heraus[8]). A. ROSENBUSCH und L. MILCH nennen die Adinolen sogar Diabas-Kontakthöfe; bisweilen bilden sich unter der Einwirkung des Diabases außer Adinolen verkieselte Schiefer[9]). Danach ließen sich wenigstens teilweise die obersten Diabase des Kellerwaldes als gleichaltrig mit den Kieselschiefern auffassen, also wohl frühkarbonischen Alters. Man käme damit zu ähnlichen Schlußfolgerungen beim Kellerwald, wie beim Harz, wo MILCH neuerdings culmische Adinolen und Diabase neben den oberdevonischen Ergüssen für möglich hält[10]). Auch A. BODE kommt zu dem Ergebnis, „daß die an der Basis der Culmgesteine (am Westgehänge des Innerstetales) auftretenden Diabase nicht mehr dem Oberdevon angehören oder auf der Grenze beider Formationen liegen, wie vielfach angenommen worden ist, sondern daß diese Diabase den tiefsten Schichten des Kieselschiefers lagenförmig eingebettet sind". Er belegt das mit Profilen und zitiert als weitere Belege Untersuchungen von HALFAR sowie WUNDERLICH[10a]). Ganz entsprechende Verhältnisse stellte BODE auf den Blättern Zellerfeld und Seesen, BODE und ERDMANNSDÖRFER auf Blatt Riefensbeek der Geol. Karte von Preußen fest.[10b]) WEIGELT führt „Culmdiabas" in der Kieselschieferserie des unteren Culm im Harz auf.[10c])

Die Ergebnisse meiner Studien bei Wildungen würden einer solchen Auffassung des Verhältnisses zwischen körnigem Diabas und Culmkieselschiefer nicht widersprechen. Als Unterlage für meine geologische Übersichtsskizze (Fig. 1)

---

[8]) E. WEINSCHENK, Petrographisches Vademecum, 1907, S. 140. — W. BRUHNS, Petrographie, 1903, S. 136.

[9]) A. ROSENBUSCH, Elemente der Gesteinslehre, 1910, S. 421. — L. MILCH, Über Adinolen und Adinolschiefer des Harzes. Diese Zeitschr. **69,** 1917, S. 349 ff.

[10]) L. MILCH, a. a. O., 1917, S. 480.

[10a]) A. BODE und H. SCHROEDER, Erläuterungen zu Blatt Lutter am Berge der Geol. Karte von Preußen, Lief. 174, 1913, S. 21 bis 24. — HALFAR, diese Zeitschr. **28,** 1876, S. 448, und **29,** 1877, S. 67. — WUNDERLICH, Beitrag z. Kenntnis der Kieselschiefer, Adinolen und Wetzschiefer des nordwestlichen Harzes, Inaug.-Diss. 1880, S. 13.

[10b]) BODE, Erläuterungen zu Blatt Zellerfeld, 1907, S. 26, 38, 40; Erläuterungen zu Blatt Seesen, 1907, S. 13, 31; BODE und ERDMANNSDÖRFER, Erläuterungen zu Blatt Riefensbeek, 1907, S. 22f.

[10c]) J. WEIGELT, Die Gliederung und die Faunenverteilung im Unteren Kulm des Oberharzes, Jahrb. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1918, Bd. **27,** T. II, H. 2, S. 184 ff.

diente der „Plan zu den Rundgängen in der nächsten Umgebung von Bad Wildungen, 1 : 10 000", herausgegeben von der Kurverwaltung, in den sich mit einigen Verbesserungen



Fig. 1. Geologische Übersichtsskizze.

und Ergänzungen des Kartenbildes die einzelnen Vorkommen eintragen ließen. Wie mir Herr DENCKMANN mitteilte, ist der westliche Teil seiner 1895 erschienenen „Karte der devonischen Kalke von Wildungen, 1 : 20 000" (Jahrb. preuß. Geol. L.-A. für 1894, Taf. I), also u. a. das Gebiet der Zimmergründe und des Hombergs, seinerzeit den Aufnahmen von 1888 für die v. DECHENsche Übersichtskarte, 1 : 80 000, Blatt Waldeck-Kassel entnommen worden[11]) und durch seine neueren, noch unveröffentlichten Aufnahmen für das Wildunger Quellengesetz[12]) überholt. Meine Übersichtsskizze will nur die gegenwärtigen Aufschlüsse 1917—1919 festlegen. Sie läßt die Ähnlichkeit mit der genannten Darstellung von 1895 erkennen, aber auch den komplizierten Bau des paläozoischen Hochgebirgs, was schon aus dem häufigen und schnellen Wechsel im Streichen und Einfallen hervorgeht. Gut aufgeschlossen sind diese Verhältnisse im großen Steinbruch nahe südwestlich vom Waldhaus: Die Culmkieselschiefer streichen dort im Mittel SW—NO, die Streich-Kammlinie fällt aber im Mittel nach NO ein, so daß der Diabas im ersten Talwinkel südwestlich vom Waldhaus am oberen Zimmergründeweg unter dem Kieselschiefer hervortaucht. Am Südende des großen Steinbruchs, wo der obere Zimmergründeweg die Steinbruchecke berührt, steht der Diabas an, ebenso wie in zwei kleinen Steinbrüchen westlich von diesem Punkt, an der Nordseite des Talwinkels. Zwischen dieser Ecke des großen Steinbruchs und dem ersten (östlichen) der beiden kleinen Diabas-Steinbrüche, in diesen hineinstreichend, schiebt sich eine bis etwa 2 m mächtige undeutlich geschichtete Bank von Adinolen, kieseligen dunkelgraugrünen und fleischrot gefleckten hornfelsartigen Gesteinen mit Pyrit-, Kalzit- und Quarzkristallen, und von dunklen kristallinen Kalken sowie kalkreichen Diabasen ein, im Mittel etwa 25 ° nach ungefähr SO einfallend. Den Kalkstein hatte Herr H. KRÄMER zu untersuchen die Güte. Er teilt mir darüber mit: „Das Gestein hat eine dunkelgraue Farbe und körnige Struktur. Es besteht aus rundlichen bis tafelförmigen, etwa 1 mm großen Körnern von Kalkspat, deren deutliche Spaltflächen einen lebhaften Glanz haben. Die Kalzite sind verkittet durch ein schwarzes bis schwarzbraunes Gewebe, das beim Lösen des Gesteins in Salzsäure als unlösliches, feines, poröses Gerüst hinterbleibt."

---

[11]) Vgl. auch a. a. O., Jahrb. 1894/95, S. 26.
[12]) Vom 21. 7. 1906.

Nahe südwestlich, im kleinen Steinbruch an der Südwestseite desselben (nördlichen) Talwinkels, ist der Diabas reich an Kalzit und wird von muldenförmig gebogenen, nach ungefähr SO einfallenden Kieselschieferbänken etwa 4—7 m über dem oberen Zimmergründeweg überlagert. Die Grenzfläche ist hier zurzeit verstürzt und nicht zugänglich. Über den Diabas dieses kleinen Steinbruchs teilt mir Herr Krämer nach Untersuchung einer Probe mit: „Das Gestein hat eine dunkelgraugrüne Farbe und ist feinkörnig. Einzelne Kalzitmandeln von 2—3 mm Durchmesser sind vorhanden. Hauptbestandteile des Gesteins sind Leisten von mehr oder weniger frischen Plagioklasen der Andesin-Labrador-Reihe. Z. T. sind die Kristalle grünlich gefärbt durch eingewanderten Chlorit. Augit ist mit Sicherheit nicht mehr nachweisbar. Die Zwickelräume zwischen den richtungslos gelagerten Plagioklasen sind angefüllt mit einer grünen Füllmasse, die aus deutlich radialstrahlig struierten Kügelchen besteht und offenbar durch Entglasung einer Gesteinsbasis entstanden ist. Auffallend ist der hohe Gehalt an schmutzig graubraunen Körnern und Körneraggregaten, vermutlich Zersetzungsprodukte von Titanit."

Im früher genannten großen Kieselschiefer-Steinbruch nahe südwestlich vom Waldhaus, den schon Waldschmidt (a.a.O. S. 907) kurz erwähnt, ist der blaugraue Kieselschiefer von Quarzadern, Lydit und Brauneisen mit Eisenocker durchsetzt, stark aufgerichtet und gestört, im Mittel 45° nach SO einfallend; in der Nordwestwand des Steinbruchs biegt aber das Einfallen nach NW um; das Gestein zeigt auch sonst vielfache Verbiegungen bis zu gequälter Fältelung. Mit Recht warnt Denckmann (a. a. O. 1901, S. 75) davor, ähnliche Einzelheiten der intensiven Faltung mit Kompaß und Pendel aufzunehmen und damit den Gebirgsbau ergründen zu wollen.

Über ein Handstück von typischem geschichtetem Kieselschiefer aus diesem großen Steinbruch schreibt mir Herr Krämer:

„Das Gestein ist dicht, hat einen splittrigen Bruch und grauschwarze Farbe. Eine deutliche Schichtung entsteht durch die streifige Wechsellagerung von hellgrauen und schwärzlichen Schichten. Schmale Trümer, die aus sich verzahnenden Quarz- und Kalzitkörnern bestehen, durchziehen senkrecht zur Schichtung die Gesteinsmasse. Letztere baut sich auf aus einem feinkörnigen Gemenge von dichtem Quarz und fasrigem Chalcedon. Die dunkleren Zonen ent-

halten eine schlierig angehäufte bräunlichgrau durchsichtige, vermutlich tonige Substanz sowie zahlreichere Erzpartikel."

Dieser Kieselschiefer des großen Steinbruchs, ebenso wie der Kieselschiefer im Hangenden des kalzitreichen Diabases im Steinbruch an der Südwestseite des genannten Talwinkels, liegt in nächster Nähe von den erwähnten Adinolen und kristallinen Kalken an der Nordostseite des Talwinkels. Das läßt vermuten, daß hier in der obersten Diabasdecke Kontaktbildungen nach Culmkieselschiefer liegen: die Adinolen. Der dunkle kristalline Kalkstein dürfte gleichfalls im Kontakt des Diabases unter Anreicherung seines Kalzitgehalts entstanden sein. Meine weiteren Beobachtungen werden zeigen, daß diese Vermutung sehr wahrscheinlich den Tatsachen entspricht.

Der östliche von zwei kleinen Steinbrüchen im Diabas des zweiten (mittleren) Talwinkels südwest-

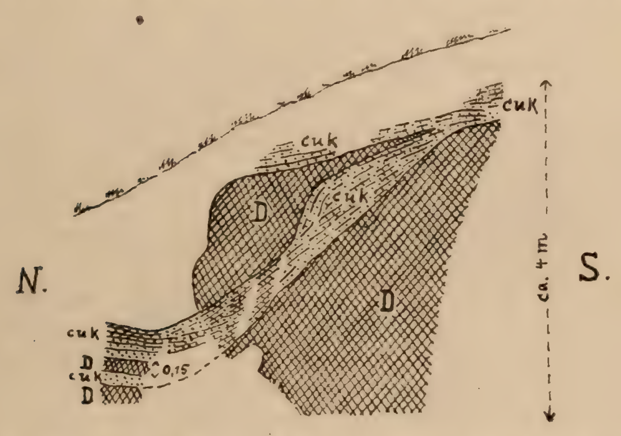


Fig. 2. Ostwand des Steinbruchs am mittleren Zimmergründeweg auf der Südseite des dritten Talwinkels südwestlich Waldhaus, südwestlich Wildungen.

lich vom Waldhaus an der Nordseite des oberen Zimmergründewegs schließt in seiner Ostwand abermals Kieselschiefer auf, der aber abweichend vom sonstigen Gebirgsstreichen mit 65° nach Osten einfällt. Am Wegrand dicht östlich unterhalb davon steht wieder Diabas an, möglicherweise ist sonach der Kieselschiefer dem Diabasvorkommen zwischengelagert. Wenige Schritte westlich davon schließt der andere dieser beiden Steinbrüche Diabas auf,

den Herr KRÄMER nach einem Handstück folgendermaßen beschreibt: „Das Gestein unterscheidet sich von dem Diabas aus dem kleinen Steinbruch an der Südwestseite des nördlichen Talwinkels der Zimmergründe im wesentlichen durch einen bedeutenden Augitgehalt. Der Augit ist hellbräunlich durchsichtig, z. T. zeigt er mehr oder weniger deutliche kristallographische Begrenzung, meistens bildet er jedoch Körner oder füllt ähnlich wie die grüne kristallitische Zwickelmasse die eckigen Hohlräume zwischen den Plagioklasen.“ Am Südostende dieses Steinbruchs findet sich im Diabas eine kleine graue, weiße und rötliche kieselige Einlagerung, die ich dem „Eisenkiesel“ DENCKMANNS von der Basis des Culm gleichstellen möchte. Daß typischer Eisenkiesel in den Zimmergründen nicht bloß auf der Grenzfläche Diabas—Kieselschiefer, sondern auch im Diabas selbst vorkommt, habe ich mehrfach beobachtet (vgl. die Übersichtsskizze und Fig. 3): Am Nordrand des mittleren

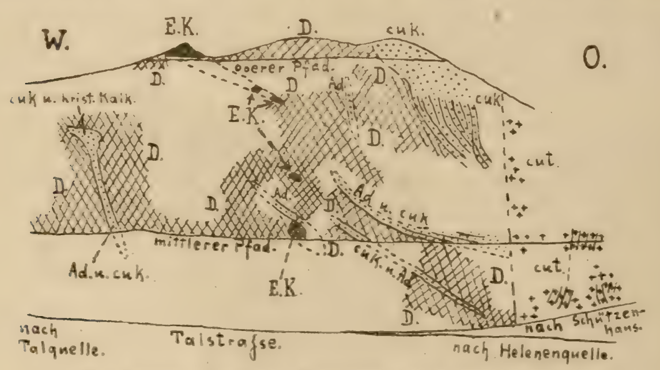


Fig. 3. Aufschlüsse am Südhang des Salzleckenkopfs, südwestlich Bad Wildungen.

D: Diabas, cuk: Culmkieselschiefer, Ad: Adinole, cut: Culm-Tonschiefer, EK: Eisenkiesel.

Zimmergründewegs sind auf der Nordseite des dritten (südlichen) Talwinkels südwestlich vom Waldhaus zwei kleine gangartige Eisenkieselvorkommen[13]) im Diabas aufgeschlossen. Weiter südlich findet sich am Südwestrand des oberen Zimmergründewegs nördlich vom Salzleckenkopf ebenfalls ein kleines Eisenkieselvorkommen im Diabas, in der Nähe des ziemlich mächtigen und langen

[13]) In der Übersichtskizze durch ein Vorkommen „E. K.“ angedeutet.

meist roten Eisenkieselzuges nördlich vom Salzleckenkopf, den ich als adinolenartige Einlagerung im Diabas anspreche (Fig. 3 oben links), ebenso wie einige andere Eisenkieselvorkommen im mittleren Südhang des Salzleckenkopfs (Fig. 3 mitten): Am mittleren Pfad auf dem Südhang des Salzleckenkopfs tritt abermals roter Eisenkiesel zutage, wenige Schritte östlich sowie westlich davon Diabas, dicht oberhalb von diesem Eisenkiesel zunächst graugrüne Adinolen, dann Diabas, in dem einige Meter höher wieder ein 0,5 × 0,8 m großer Eisenkieselblock ansteht (Fig. 1 und 3). Sonach entsteht die Frage, ob nicht auch der Eisenkiesel, den DENCKMANN so oft an der Basis des Culm über lagerhaftem Diabas nachgewiesen hat, wenigstens teilweise adinolenartige Kontaktbildung von Kieselschiefer an frühkarbonem Diabas ist, vielleicht in Verbindung mit Zufuhr der Kieselsäure aus eruptiven eisenreichen Gangquarz-Nachschüben und kieselsäurereichen Quellen. Das würde wiederum manchen Beobachtungen im Harz entsprechen.[13a]) Man könnte allerdings auch die Kieselgesteine als Ganzes unter dem Einfluß der Nachwehen des jungoberdevonischen Eruptionszeitalters entstanden denken, wobei die Kieselbildung zunächst in den Eisenkieseln gipfelte, um nach oben allmählich in ihrer Intensität abzunehmen und im Posidonien- und Alaunschiefer des unteren Culmtonschiefers auszuklingen. Wenn die Kieselbildung aber allein hiervon abhinge, dann müßten auch die jungoberdevonischen Gesteine während der Haupteruptionen selbst viel stärkere Kieselbildung aufweisen, als sie z. B. in den Diabasen, Aschkuppengesteinen und Cypridinenschiefern zu finden ist. Die oberdevonischen Diabase und Tonschiefer sind jedoch in der Regel nur im Kontakt zu adinolenartigen Gesteinen usw. umgewandelt[14]), abgesehen von unbedeutenden Quarzanreicherungen, vgl. auch Taf. III, Profil 5 (unten). Dementsprechend kann angenommen werden, daß auch nur die stärkste Verkieselung der Basis des Culmkieselschiefers durch den Diabas bewirkt wurde, der dann wenigstens etwas jünger sein müßte als die Culmbasis. Meine weiteren Beobachtungen dürften auch diese Vermutung bestätigen.

[13a]) A. BODE und ERDMANNSDÖRFER, Erläuterungen zu Blatt Osterode, S. 11 f., und Blatt Riefensbeek der Geol. Karte von Preußen, 1907, S. 22 f., 24: Bunte, vorwiegend rot und grün gebänderte Adinolen im Culmkieselschiefer am Diabas; im unmittelbaren Hangenden der Diabase stellenweise Bänke von blutroten oder grünlichen Eisenkieseln.

[14]) DENCKMANN, 1901, S. 68; Erläuterungen zu Blatt Kellerwald, S. 60.

Außer den genannten zwei Eisenkieselvorkommen steht am Nordrand des mittleren Zimmergründewegs auf der Nordseite des südlichen Talwinkels ein schmales Vorkommen von Kieselschiefer etwa 4 m östlich der (undeutlichen) westlichen Grenzfläche Diabas-Culm im Diabas an; westlich dieser Grenzfläche folgen zunächst etwa 15 m weiche dünne und harte, etwas dickere Schiefer, wohl zu den Culmkieselschiefern zu rechnen, die noch weiter nach W konkordant in weiche Culmtonschiefer übergehen; letztere fallen mit 80° nach etwa OSO ein. Die gegenüberliegende südliche Seite des südlichen Talwinkels am mittleren Zimmergründeweg bietet zurzeit den besten Aufschluß in wechsellagernden Schiefern und Diabasen in einem Steinbruch. Westlich davon sind weiche Culmtonschiefer, an einer Stelle bei normalem Streichen senkrecht aufgerichtet, mit unbestimmbaren Pflanzenabdrucken. Ein Lesestück von Kieselschiefer nahe der Grenze zum Diabas des Wegrandes und Steinbruchs deutet auf Vorhandensein einer nur sehr schmalen Zone Culmkieselschiefer. Der Diabassteinbruch selbst schließt in seiner Ostwand den Kontakt zwischen dem Eruptivgestein und dem Culmkieselschiefer auf, welcher abweichend vom allgemeinen Streichen des Gebirges im Mittel 45° nach etwa NO einfällt, ebenso wie seine Auflagerungsfläche auf dem Diabas (Fig. 2). Wenige Schritte weiter südöstlich zeigt der Wegrand den Culmkieselschiefer mit normalem Streichen, 55° nach WNW einfallend (Fig. 1), so daß die abweichende Aufrichtung der Sedimente im Steinbruch durch das Eruptivgestein bewirkt sein könnte, wenn es sich nicht auch hier um lokale Spezialfaltung oder um jüngere tektonische Störungen handelt, wie sie von DENCKMANN vielfach im Kellerwalde festgestellt wurden[15]). Die Wechsellagerung beider Gesteine — Culmkieselschiefer und Diabas — ist in der Ostwand des Bruches überaus deutlich, vgl. Fig. 2. Die Schiefer dort sind teils hart-kieselig, teils weich-tonig. Aus der 15 cm mächtigen Diabasschicht (!), welche dem Kieselschiefer am Nordostfuß der Ostwand des Steinbruchs zwischengelagert ist, untersuchte Herr KRÄMER ein Handstück und teilte mir darüber mit: „Das Gestein hat eine schmutzig graugrüne Farbe und unfrisches Aussehen. Es zeigt im Dünnschliff deutlich die Intersertalstruktur der Diabase und besteht, ähnlich wie die beiden Diabasvorkommen

[15]) Geol. Bau des Kellerwaldes, 1901, S. 72 ff.

am oberen Zimmergründeweg im nördlichen und mittleren Talwinkel, aus richtungslos gelagerten Plagioklasen der Andesin-Labrador-Reihe und einer gelblichgrünen entglasten Gesteinsbasis. Augit ist u. d. M. nicht erkennbar." Es handelt sich also unzweifelhaft um eine Schicht aus Eruptivgestein[16]). Weiße Mineralien finden sich dort besonders reichlich in den Kieselschiefern und stellenweise in den Diabasen dicht an deren Grenzflächen. Letztere wurden an mehreren Stellen freigelegt, ich fand sehr engen Verband beider Gesteine, stellenweise Lehmbelag der Grenzflächen, aber keine Harnische, Rutschstreifen oder sonstige Anzeichen, daß die Wechsellagerung etwa durch Überschiebung oder nachträgliche Rutschung entstanden wäre. Einstweilen scheint mir gleiches Alter des Diabas-Magmas und der Culmschiefer die Lagerungsverhältnisse dieses Vorkommens am einfachsten und besten zu erklären. Dann müßte aber dieser Diabas frühkarbonisches Alter haben.

Ähnliche Lagerung fand ich am Südhang des Salzleckenkopfs (vgl. Fig. 3). Wo die Talstraße von der Talquelle zum Weg Schützenhaus—Bad Wildungen aufzusteigen beginnt und um einen Diabasvorsprung herumbiegt (Fig. 1 und 3), liegt in diesem kalkreichen Diabas eine vorwiegend grünlich-graue, z. T. grau-grüne, gelbliche und rötliche hornfelsartige kieselschieferähnliche Bank, mit 35° nach ungefähr NO einfallend, am Ostende des Aufschlusses 30 cm mächtig, nach W hin den Steilhang schräg hinauf anschwellend, z. T. reich an Kalzitkristallen. Ueber Proben aus dieser Bank im Diabas schreibt mir Herr Krämer: „Das Gestein unterscheidet sich von dem aus dem großen Steinbruch etwa 200 m südwestlich vom Waldhaus durch seine graugrüne bis gelblich-grüne Farbe. Es besteht aus einem äußerst feinkörnigen Aggregat von Quarz, aus zahlreichen Putzen von zersetztem Erz und einem chloritischen Gemengteil." In Verlängerung der Bank ist am mittleren Pfad nahe oberhalb im gleichen Berghang dasselbe Gestein in etwa 1,5 m Mächtigkeit und derselben Lagerung zwischen Diabas aufgeschlossen, wenige Schritte östlich davon am gleichen Hang überlagert den hier geschichteten Diabas Culmkieselschiefer, z. T. hornfelsartig als Adinole entwickelt (Fig. 3). Weitere Adinolen fand ich am oberen und mittleren Südhang des Salzleckenkopfs, sowie

---

[16]) Vgl. die Ähnlichkeit mit Adinolen des Harzes, Milch, a. a. O., S. 360 f., 368.

etwas westlicher, im Mittel 2—3 m mächtig, z. T. in Kieselschiefer, Tonschiefer und dunklen kristallinen Kalk übergehend: Äquivalente der obengenannten Eisenkiesel dort (Fig. 3). Ich stehe daher nicht an, auch diese Bänke im Diabas als Adinolen nach Culmkieselschiefer[17]) aufzufassen und die Wiederholung der Schichtfolge nach oben hin mit den Lagerungsverhältnissen am Südende des großen Steinbruchs nahe südwestlich Waldhaus sowie in der Ostwand des Steinbruchs am mittleren Zimmergründeweg auf der Südseite des südlichen Talwinkels (Fig. 2) zu vergleichen. Dann wäre aber auch im Südhang des Salzleckenkopfs nicht Überschiebung und Schuppenstruktur, sondern Wechsellagerung von Diabas-Magma und -Decken sowie Culmkieselschiefer und teilweise Kontaktmetamorphose des letzteren anzunehmen.

Zu beachten bleibt ferner, daß die Diabasvorkommen offenbar nicht überall von gleich mächtigen Kieselschiefern begleitet werden. In den Zimmergründen z. B. scheint die Mächtigkeit der Kieselschiefer auf der Westseite des langgestreckten, NNO streichenden Diabaszuges im südlichen Talwinkel von N nach S abzunehmen, soweit die zurzeit mangelhaften Aufschlüsse dies erkennen lassen; an der Südseite des Talwinkels beim Wegeknoten nördlich vom Salzleckenkopf (oberer Zimmergründeweg) steht Diabas an, wenige Schritte westlich davon wittert schon Culmtonschiefer heraus, Kieselschiefer zwischen beiden scheint zu fehlen. Ob etwa tektonische Abscherung mit Verwerfung oder Überschiebung die Ursache davon ist, lassen die jetzigen Aufschlüsse nicht erkennen. Jedenfalls streichen die Culmtonschiefer an der Westseite dieses Talwinkels ganz abweichend vom allgemeinen Gebirgsbau O—W bis NW (vgl. die Übersichtsskizze, Fig. 1), eine größere Störung ist dort wahrscheinlich vorhanden. Am östlichen Südhang des Salzleckenkopfs sind Culmkieselschiefer und Diabas (westlich) vom Culmtonschiefer (östlich) durch eine steile Verwerfung abgeschnitten (Fig. 3). Sicher gestört sind auch die Lagerungsverhältnisse im Steinbruch am unteren Südhang der Wolfschur etwa 300 m westnordwestlich der Köppelmühle (bei Reitzenhagen), vgl. Fig. 4. Diabas ist dort ziemlich flach auf unveränderten Culmtonschiefer überschoben. Nach der geologischen Übersichtskarte des Keller-

---

[17]) Vgl. Milch, a. a. O., S. 360 f., 368.

waldes 1:100 000, bearbeitet von DENCKMANN 1896—1898, biegt hier eine der größeren Nord-Süd-Randverwerfungen des Kellerwaldhorstes[18]) nach SO um. Die Mächtigkeit der Culmkieselschiefer scheint sonach recht verschieden zu sein: Nach DENCKMANN im Kellerwald normal mindestens 40 m, in den Zimmergründen nach meinen Beobachtungen stellenweise (durch Störungen?) schmaler bis fehlend, nach E. KAYSER[19]) im Rheinischen Schiefergebirge meist 5—10 m, nach WEIGELT[19a]) im Oberharz schwankend, zwischen 0—75 m.

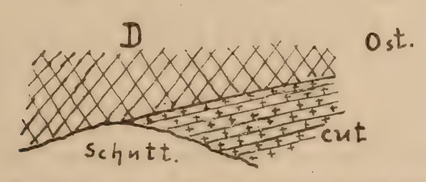


Fig. 4. Steinbruch am untern Südhang der Wolfschur, etwa 300 m westnordwestlich Köppel-Mühle: Diabas (D) auf Culmtonschiefer (cut) überschoben.

Zweifellos spricht die sehr verschiedene Mächtigkeit und das stellenweise Fehlen der Culmkieselschiefer am Diabaskontakt nicht für die WALDSCHMIDTsche Auffassung dieser gesamten verkieselten Schichtenfolge als Kontaktbildung der Culmtonschiefer am Diabas. Dazu kommt, daß das Auftreten der Kieselschiefer als stratigraphisches Ganzes von der örtlichen Berührung mit Eruptivgesteinen völlig unabhängig ist, was aus den Aufnahmen DENCKMANNS klar hervorgeht. Anders verhält es sich aber mit der Verteilung der Lydite und Adinolen: „Wo der Kieselschieferhorizont den körnigen Diabasen des Oberdevons aufruht, da zeigt sich in seinen Gesteinen mehr Neigung zur Bildung von Adinolen, wo dagegen die Diabase fehlen, da herrschen die Lydite vor"[20]). Da nun die Adinolen vom petrographischen Standpunkt als Kontaktbildungen am Diabas aufgefaßt werden müssen, so läßt das wieder auf ein frühkarbones Alter der jüngsten dieser Diabase schließen. Daß andererseits die große Masse derselben Diabase oberdevonisches Alter besitzt, haben die

---

[18]) DENCKMANN, Geol. Bau des Kellerwaldes, 1901, S. 80.
[19]) Formationskunde, 1913, S. 221.
[19a]) a. a. O., 1918, S. 243.
[20]) DENCKMANN, a. a. O., 1901, S. 52; Erläuterungen zu Blatt Kellerwald, 1902, S. 45 usw.

Aufnahmen DENCKMANNS bewiesen. Dementsprechend fand ich am Südhang des Ziegenbergs dicht nördlich Reitzenhagen, wo nach der genannten geologischen Übersichtskarte Diabas im Kontakt mit Aschkuppengesteinen des Oberdevons (toχ) ansteht, Sandsteine und Quarzite der Aschkuppen in Wechsellagerung mit Diabas aufgeschlossen, von oben nach unten:

grauer Aschkuppen-Quarzit	20 cm
grün-grauer geschichteter Diabas . .	65 cm
grauer Aschkuppen-Quarzit, 2,5 m breit, östlich gegen Diabas abstoßend, anscheinend an einer Störung . . .	50 cm
grünlicher Diabas	40 cm

Dieses Schichtpaket fällt mit 50° nach NNO ein, darunter folgen wenige Meter Aschkuppengesteine, dann massiger Diabas; die Lagerung ist hier infolge Verwachsung unklar. Am übrigen Südhang des Ziegenbergs sind die Aschkuppengesteine stark gestört, nach den verschiedensten Richtungen verbogen.

Auch mit den oberdevonischen Cypridinenschiefern wechsellagern die körnigen Diabase[21]). Sie „treten in einzelnen Decken zwischen den Sedimenten der Auenberger Schichten auf. Dies beobachtet man besonders schön in dem Profil, das südlich des Dorfes Odershausen aufgeschlossen ist." DENCKMANN gab für die Jahresversammlung der Deutschen geologischen Gesellschaft im August 1902 zum Führer für die Kellerwaldexkursion in seiner Fig. 3 eine schematische Darstellung der Lagerungsverhältnisse dieses „Odershäuser Sattels", der auch jetzt (1918/19) entlang dem nördlichen Weg Odershausen—Armsfeld am untern Südhang der Koppe schön aufgeschlossen ist. Das Profil — vgl. Taf. III, Fig. 5 — zeigt beim Westausgang von Odershausen im Ostflügel des Sattels etwa 30 m schwärzlich-, blau- und grünlich-grauen Culmkieselschiefer, darunter (westlich) zwei 5 bzw. 8 m dicke Diabasdecken, zwischen bzw. unter denen zunächst zwei dünne Schichten hornfelsartige, meist grünlich-graue Adinolen nach Kieselschiefer und (wenig) grünliche sowie rötliche, z. T. gelblich verwitterte Tonschiefer liegen (Fig. 5, I und II), die ich unbedenklich zum Culm stelle (vgl. unten, XIII und XIV).

---

21) DENCKMANN, a. a. O., 1901, S. 49, 68; Erläuterungen zu Blatt Kellerwald, 1902, S. 39, 60; Kurze Übersicht über Tektonik und Stratigraphie des Kellerwaldhorstes, 1902, Sonderabdruck, S. 14.

Unter einer weiteren, rund 3,5 m dicken Diabasdecke folgt eine vorwiegend graue oder grünlich-graue hornfelsartige, in zwei Äste gegabelte, z. T. deutlich geschichtete Einlagerung im Diabas und an seiner Grenzfläche, dicht daneben (westlich) grünlicher und roter Cypridinenschiefer des Oberdevons, der am Kontakt mit dem Diabas rötlich-gelblich bzw. grünlich-grau gehärtet, aber weicher ist, als die hornfelsartige Einlagerung (Fig. 5, III). Diese letztere spreche ich als Adinole an, entweder nach Cypridinenschiefer, oder bereits nach Culmkieselschiefer, was wegen der großen Ähnlichkeit mit den Culmbildungen wahrscheinlicher ist. Ein Teil der Adinole ist als Eisenkiesel ausgebildet (vgl. die Vergrößerung von Fig. 5, III). Es folgen nun im Liegenden (westlich) mächtigere Decken teils geschichteter, teils massiger Diabas, wechsellagernd mit vorwiegend rotem, z. T. grauem und grünlich-grauem Cypridinenschiefer, stellenweise etwas gestört (Fig. 5, III—VIII). Die roten Schiefer (toc) werden dann unvermittelt durch eine ziemlich senkrechte Verwerfung von gelblich- und bläulich-grauen Wissenbacher Schiefern (tmt, Mitteldevon) abgeschnitten (Fig. 5, VIII—X), in deren Hangendem (westlich, überschoben) Diabas ansteht[22]). Dieser, bereits im Westflügel des Odershäuser Sattels, verhält sich naturgemäß von Osten nach Westen ziemlich genau umgekehrt, wie der Diabas im Ostflügel (vgl. oben): Zunächst findet sich (Fig. 5, XI) eine dünne Zwischenlage grünlich-grauer weicher Cypridinenschiefer ohne besondere Kontakterscheinungen (vgl. Fig. 5, V); es folgt (Fig. 5, XII) eine blau-graue hornfelsartige Adinole und z. T. verkieselter, z. T. weicher bläulich- bzw. grünlich-grauer (Cypridinen-?) Schiefer sowie etwas Quarz, dann (Fig. 5, XIII) geschichteter echter Culmkieselschiefer und links davon eine ganz dünne eingeklemmte Lage roter Schiefer, hierauf wieder Diabas und roter sowie grüner (Cypridinen-?) Schiefer, z. T. verkieselt (vgl. oben, III), als Einlagerungen zwischen mächtigen Diabasdecken (Fig. 5,

---

[22]) Die genannte schematische Darstellung der Lagerungsverhältnisse im Odershäuser Sattel zeichnet westlich von der Sattelüberschiebung, welche die Wissenbacher Schiefer im W abschneidet, zunächst ein mächtiges Schichtpaket rote Cypridinenschiefer, dann Diabas. Ich fand dort 1918 nur im Schutt über den gelblichen und blaugrünlich-grauen Wissenbacher Schiefern rote Schieferchen, nicht anstehend, vielleicht von Bauern angefahren oder von weiter oberhalb her abgerutscht. Der Berghang darüber ist zurzeit nicht aufgeschlossen, von Schutt bedeckt und dünn bewachsen.

X—XIV). Schließlich wiederholt sich am Kontakt mit dem Culmkieselschiefer des großen Steinbruchs westlich Odershausen (Fig. 5, XIV) auch die Wechsellagerung dünner Schichten von Culmkieselschiefer sowie Tonschiefer und Diabas (vgl. oben, II und I): Die Vergrößerung von Fig. 5, XIV zeigt an der Grenzfläche zwischen der Hauptmasse des Diabas und der des Culmkieselschiefers zunächst rechts (östlich) eine nach oben und unten auskeilende Schicht, die bei a als im Mittel 5 cm dicker, meist blau-grauer typischer Kieselschiefer und 5 cm grünlicher weicher Schieferton entwickelt ist. Bei b besteht dieselbe Schicht aus einer bis 20 cm mächtigen, meist grau-grünen Adinole, bei c aus 5 cm derselben Adinole. Diese Schicht hat wulstige Grenzflächen und wird bei a durch 20 cm Diabas vom westlichen Kieselschiefer getrennt. Bei b folgt auf die Adinole zuerst eine im Mittel 60 cm dicke Diabasschicht, der z. T. grüner Schieferton schlierenähnlich eingelagert ist, hierauf durchschnittlich 50 cm grünlich-grauer weicher Schieferton und kieselig gehärteter Tonschiefer, dann (westlich) blau-grauer Kieselschiefer. Bei c ist die östliche Adinole durch 80 cm Diabas von einer 5 cm dicken weichen grünlichen Schiefertonschicht abgetrennt, die nach oben auskeilt und nach W durch eine unten hin auskeilende, schnell etwa 1,3 m Mächtigkeit erreichende Diabasschicht von der Hauptmasse des Culm getrennt ist. Am oberen Ende des Aufschlusses grenzt an diesen westlichsten jüngsten Diabas grau-grüner gehärteter Tonschiefer mit wenig Eisenkiesel (rot) und blau-grauer Kieselschiefer.

Wechsellagerung von Diabas und Culmkieselschiefer nebst Äquivalenten desselben ist also an dieser Stelle ganz unzweifelhaft zu erkennen; die obersten (westlichsten) Decken des Diabas müssen während der Ablagerung des untersten Culmkieselschiefers entstanden sein.

Der Wechsel von Culmkieselschiefern und roten (Cypridinen-?) oder anderen Tonschiefern (Fig. 5, III, XII, XIII) kann auf tektonischer Störung (Schuppenstruktur) beruhen, läßt sich aber vielleicht auch durch allmählichen stratigraphischen Übergang von den Cypridinen- zu den Kieselschiefern erklären (vgl. oben, I—III, XII—XIV). Damit würde übereinstimmen, daß auch in dem kleinen Steinbruch am oberen Südrand der Kuppe etwa 150 m nördlich vom

Sattel 1271,8 (Fuß) rund 2 km südlich von Odershausen Culmkieselschiefer, überlagert von weichem hellgrauem, gelblich-grauem sowie rotem Schiefer vorkommt, der von rotem Cypridinenschiefer kaum zu unterscheiden ist. Nach der geologischen Spezialkarte 1:25 000 Blatt Kellerwald 1902 steht dort Culmkieselschiefer (nahe bei Diabas) an, ich fand

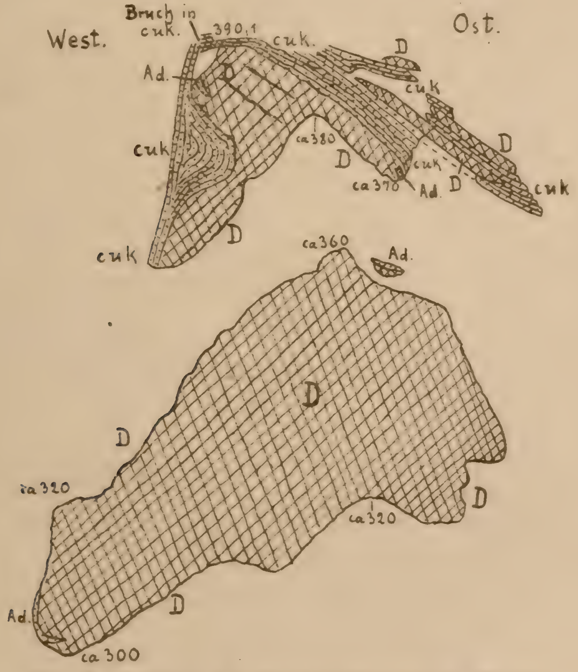


Fig. 6. Ansicht der Bilsteinklippen von Süden.
Skizze ohne Maßstab.
D: Diabas, cuk: Culmkieselschiefer, Ad: Adinole, kieselig-hornfelsartig, z. T. geschichtet.

in der nächsten Umgebung auch nur Kieselschiefer und etwas Eisenkiesel. Roter Schiefer ist also darin vertreten. Zu beachten ist ferner, daß auch im Harz die Fälle nicht selten sind, „wo innerhalb wenig veränderter Gesteine plötzlich wieder sehr veränderte Gesteine erscheinen"[23]. Das genaue Alter der Tonschiefereinlagerungen im Diabas

[23]) E. Kayser, Über die Kontaktmetamorphose der körnigen Diabase im Harz. Diese Zeitschr., 1870, XXII., S. 103 ff. — Milch, a. a. O., S. 364.

westlich Odershausen ließ sich mangels Fossilien — solche finden sich erst im Alaunschiefer des Culm — nicht feststellen.

Wechsellagerung von Diabas mit Culmkieselschiefer und seinen Äquivalenten ist nach vorstehendem in der Umgebung von Wildungen eine jetzt mehrfach beobachtete Erscheinung, die sich auf die obersten Decken des körnigen Diabas bzw. die untersten Schichten des Culm beschränkt. Daß z. B. in den Böschungen des sog. unteren und des oberen Hombergwegs am Nordabhang des Hombergs südwestlich Reitzenhagen sowie an der Kuppe N Sattel 455 zwischen beiden Wegen Culmkieselschiefer in mehrfacher Wiederholung mit Diabas abwechselt, ist zweifellos in der Hauptsache durch tektonische Ursachen zu erklären (Schuppenstruktur usw.), wie schon die geologischen Karten Denckmanns 1894—1898 erkennen ließen. An einigen Stellen dort fand ich deutliche Störungen (Überschiebung, Verwerfung) aufgeschlossen. Auf Störungen beruhen auch die entsprechenden Lagerungsverhältnisse in den Bilsteinklippen westnordwestlich Reitzenhagen, nordöstlich der Köppelmühle (vgl. Fig. 6).

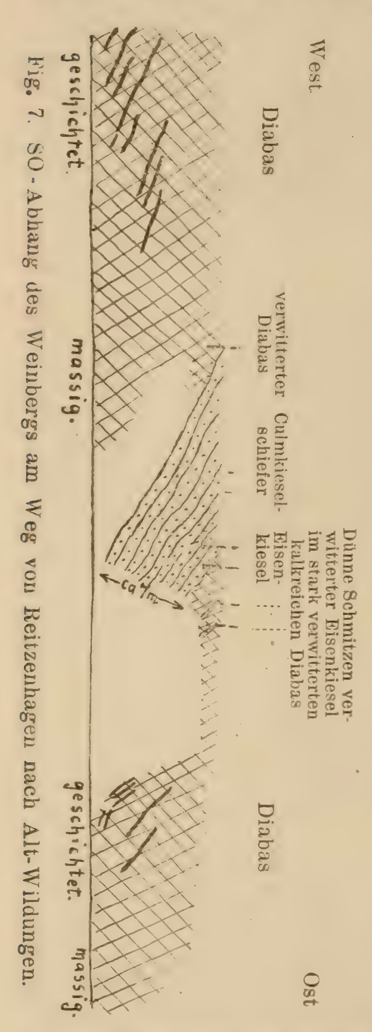


Fig. 7. SO-Abhang des Weinbergs am Weg von Reitzenhagen nach Alt-Wildungen.

Der Diabas wird hinter (nördlich) der unteren Klippe durch eine kieselige hornfelsartige, meist gebänderte Adinole begrenzt — in der Skizze rechts neben dem Kopf der Klippe bei etwa 360 NN

sichtbar —, die von Culmkieselschiefer kaum unterschieden werden kann. Am südwestlichen unteren Eck scheint eine ähnliche Adinole in den Diabas hineinzustreichen und dort auszukeilen. Zwischen dieser unteren und der oberen Klippe (Punkt 390,1 des Meßtischblatts) fehlen zurzeit Aufschlüsse, die obere Klippe selbst zeigt Brüche, Faltungen und Überschiebungen von Culmkieselschiefer und Diabas. An der Westwand und im Fuß der Südost-Wand der oberen Klippe streicht wieder je eine Adinole nach Culmkieselschiefer nahe an dessen Grenzfläche in den Diabas hinein, doch möchte ich hierauf bei den starken tektonischen Störungen dort keinen besonderen Wert legen. Die wiederholte Wechsellagerung zwischen Diabas und Culmkieselschiefer östlich unterhalb Punkt 390,1 (Fig. 6, oben rechts) dürfte auf Schuppenstruktur beruhen. Auch im Weinberg westlich von Alt-Wildungen findet sich mehrfache Wiederholung von Culmkieselschiefer und Diabas. Im Südostfuß des Weinbergs, an der Nordseite des Wegs Wildungen—Reitzenhagen, lagert ein etwa 7 m mächtiges Schichtpaket des Schiefers in Verbindung mit Eisenkiesel zwischen zwei Decken von Diabas, das ganze nach O einfallend (Fig. 7).

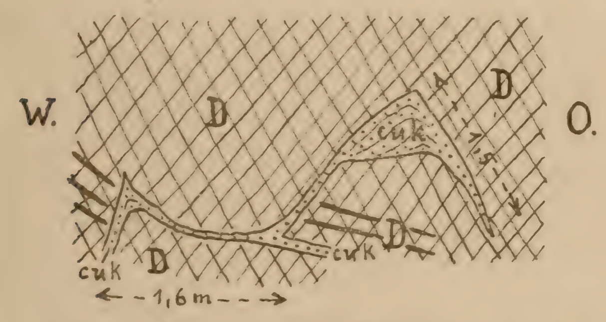


Fig. 8. SO-Vorsprung des Weinbergs am Weg Alt-Wildungen-Reitzenhagen.
D: Diabas, z. T. geschichtet, cuk: Culmkieselschiefer bzw. Adinolen.

Nahe östlich davon, zunächst dem Nordende des Dammes zwischen Bad- und Alt-Wildungen, sind Culmkieselschiefer bzw. Adinolen zwischen kalkreichen Diabas eingefaltet (Fig. 8). An der Südwestseite des Weinbergs steht Diabas zwischen stark gefalteten und auch sonstig gestörten Schollen von Culmkieselschiefer an, die gegenseitigen Lagerungsverhältnisse sind dort zurzeit nicht deutlich aufgeschlossen,

aber die starken Störungen lassen erkennen, daß auch hier nicht stratigraphisch, sondern vermutlich durch Schuppenstruktur bedingte Wechsellagerung vorliegt. Im Westfuß des Bergrückens, auf dem Schloß Friedrichstein und der Südteil von Alt-Wildungen steht, liegt Diabas normal auf roten und grau-grünlichen Schiefern, die ich für Cypridinenschiefer (Oberdevon) halte[24]); nur die Grenzfläche zwischen beiden ist mehrfach geknickt durch schräg nach S einfallende Verwerfungen (Fig. 9). Andererseits beweisen die gleichsinnigen Lagerungsverhältnisse in den Zimmergründen, am Südhang des Salzleckenkopfs und beim Odershäuser Profil, in Verbindung mit der allgemeinen Verbreitung der Kontakterscheinungen an der Basis des Culm — Adinolen, Eisenkiesel (?) —, daß die Diabaseruptionen bei Wildungen noch zu Beginn der Ablagerung des Culmkieselschiefers in Tätigkeit waren, also aus dem Oberdevon bis ins Frühkarbon fortdauerten. Für noch jüngere Eruptionen im Palaeozoikum fehlen hier bis jetzt Beweise, ebenso wie die Annahme Waldschmidts, die Culmkieselschiefer als Ganzes seien Kontaktbildungen am Diabas, abzulehnen ist.

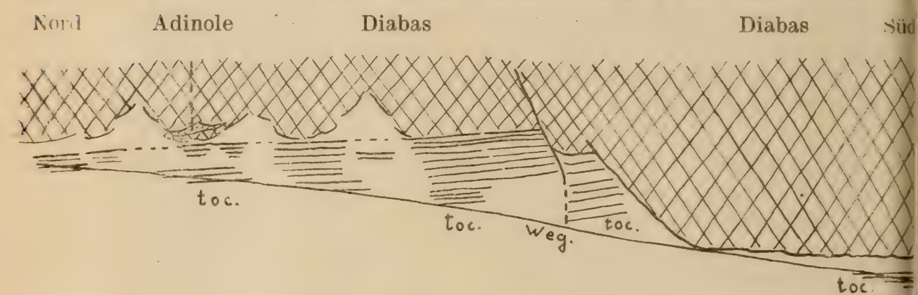


Fig. 9. Westfuß des Bergrückens Alt-Wildungen (Süd)-Schloß Friedrichstein, westlich Kirche Alt-Wildungen.
toc = rote und graugrüne (Cypridinen-)Schiefer.

II. Ein geologisches Profil südlich Bad Wildungen.

Mit Recht erklärt Denckmann, daß es eine nutzlose Arbeit ist, im paläozoischen Gebirge des Kellerwaldes durch Aufnahme von Einzelheiten der intensiven Faltung

[24]) Die geologische Übersichtskarte des Kellerwaldes 1:100000 ist hier undeutlich, verzeichnet anscheinend zwischen Schloßberg (östlich) und Landstraße (westlich) mit hellgrüner Farbe Wissenbacher (?) Schiefer.

mit Kompaß und Pendel den Gebirgsbau ergründen zu wollen[25]). Im allgemeinen trifft das sicher zu, die geologische Kartierung zeigt den Gebirgsbau an sich schon klar. Wenn man aber in einem derart gefalteten und nachträglich oder während der Faltung zerstückelten Gebirge geologische Profile legen und nicht bloß der Phantasie freien Lauf lassen will, so werden möglichst zahlreiche Messungen des Streichens und Fallens auf und nahe den Profillinien unvermeidlich. Diesem Zweck dienten meine Messungen in den Jahren 1918/19 für ein schematisches Profil südlich Bad Wildungen vom Hahnberg über Blitzeiche, Warteköppel, Galgenberg nach Kuppe 316,4 (Wolfshagen)[26]), vgl. Taf. III. Im übrigen bin ich mit dieser Darstellung in weitestem Maße den Aufnahmen DENCKMANNS und seiner stratigraphischen sowie tektonischen Darstellung gefolgt[27]).

Am West- und Nordgehänge des Hahnbergs sieht man die weichen Wissenbacher Schiefer (tmt) mit 25—40° nach OSO einfallen, denen im Gipfel des Berges härterer mitteldevonischer Grauwackensandstein (tmg) gleichsinnig eingelagert erscheint. Den Südosthang des Hahnberges bilden Dachschiefer, von dort bis zur Verwerfung nahe westlich Blitzeiche (Punkt 454,1) stehen mehrfach die weichen Wissenbacher Schiefer an (tmt). Streichen und Einfallen bleibt im allgemeinen wie beim Hahnberg, abweichende Störungen im Erosionsriß südlich Reinhardshausen habe ich mit einer kleinen Falte auf das Profil schematisch übertragen. Nahe der genannten Verwerfung ließ sich an mehreren Stellen eine Ablenkung des allgemeinen NNO-Streichens in die NS-Richtung dieses Bruches erkennen, sowohl im westlich angrenzenden Wissenbacher Schiefer (tmt), wie östlich in der Culmgrauwacke (cug) und im Eisenkiesel südlich der Rummelskoppe. Danach könnte diese Verwerfung schon während der alten Faltungen angelegt worden sein. Andererseits entspringt auf der südlichen

---

[25]) Vgl. u. a. DENCKMANN, Der geol. Bau des Kellerwaldes, Abh. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst., N. F. 34, 1901, S. 75. — Erläuterungen zur geol. Spezialkarte von Preußen, Blatt Kellerwald, 1 : 25 000, 1902, S. 70.

[26]) Ortsbezeichnungen nach dem topogr. Meßtischblatt 1 : 25 000 Nr. 2793, Blatt Wildungen.

[27]) DENCKMANN, a. a. O. 1901, mit geol. Übersichtskarte; Zur Stratigraphie des Oberdevons im Kellerwald und einigen benachbarten Devongebieten, Jahrb. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. für 1894, Berlin 1895, mit geol. Karte 1 : 20 000.

Fortsetzung derselben die Talquelle, der Bruch gehört daher nach DENCKMANN[28]) zu den Randverwerfungen des Kellerwaldhorstes und ist daher wohl beim staffelförmigen Abbruch nach der niederhessischen Tertiärversenkung wieder aufgebrochen[29]).

Erheblich mehr Aufschlüsse zeigten den verwickelten Gebirgsbau der Zimmergründe zwischen Blitzeiche und Uhrenbach; bezüglich der Einzelheiten sei auf Teil I dieser Abhandlung verwiesen. Die schematische Übertragung dieser Beobachtungen auf das Profil Taf. III war schwierig und macht natürlich keinen Anspruch auf absolute Genauigkeit; jeder neue Aufschluß kann das Bild ändern. Es wäre möglich, daß auch das übrige, in meinem Profil weniger gestört dargestellte paläozoische Gebirge ähnlich verwickelt gebaut ist, die zurzeit vorhandenen Aufschlüsse boten dafür aber keine Anhaltspunkte.

Die Culmtonschiefer der Terrasse zwischen Uhren- und Sonderbach erscheinen nach den jetzigen Aufschlüssen weniger gestört. Etwas weiter unterhalb (NO) und an beiden Gehängen des (Sonderbach-)Helenentals stellt sich aber herzynisches Streichen ein, am Oststeilhang des Tales (W. Punkt 291) sind starke Störungen zu erkennen, auf einer Überschiebung dort haben schwarzglänzende Gangtonschiefer[30]) zu vergeblichem Stollenbau auf Kohle oder Mangan Veranlassung gegeben. Im Profil ließ sich das beim Sonderbach nur schematisch andeuten. Die weiter östlich gelegenen Aufschlüsse des paläozoischen Gebirges, einschließlich des Perm, zeigten im allgemeinen wieder varistisches Streichen, von lokalen Störungen abgesehen.

Vor etwa dreiviertel Jahren hatte Gärtner Quarch auf seinem Grundstück etwa 500 m südlich von der Wildunger Turnhalle, etwa 200 m östlich Punkt 264,8 an einer schon vorher etwas feuchten Stelle mit hygrophilem Pflanzenwuchs im Culmtonschiefer einen Schachtbrunnen gegraben, der nach seiner Angabe 0,6 m Humusboden, darunter 5 cm „kohlige" Schicht mit zwei unbearbeiteten Feuersteinen von 8 bzw. 12 cm größter Länge, dann bis zur

---

[28]) a. a. O. 1901, S. 80 f.; 1902, S. 75 f.

[29]) Vgl. H. QUIRING, Zur Tektonik von Rumpfschollengebirgen, diese Zeitschr. 1919, Monatsber., S. *134—136*.

[30]) E. KAYSER, Lehrb. d. Allg. Geol., 4. Aufl. 1912, S. 215, 558 Anm., 762. — E. WEINSCHENK, Petrographisches Vademekum, 1907, S. 133. — G. KÖHLER, Gangtonschiefer, Zeitschr. für prakt. Geol 1914, S. 321. — DENCKMANN, a. a. O. 1901, S. 76.

Schachtsohle (2,8 m unter Geländeoberfläche) Culmtonschiefer durchsank. Dieser soll mit etwa 45° nach W bis SW einfallen. Bei ungefähr 2,4 m Tiefe lag eine „schwarze, sich fettig anfühlende, 5 cm dicke Schicht" (Mulm? Gangtonschiefer?), darunter wieder Schiefer, aus dem bei etwa 2,8 m Tiefe Wasser zudrang, in einer Stunde rund 1 cbm. Spalten hat Herr Quarch nicht beobachtet, man darf aber wohl annehmen, daß das Wasser in feinen Rissen des Culmtonschiefers artesisch gespannt ist. Seitdem war der Schacht meist bis an den Rand voll Wasser, je nach etwas höherer oder tieferer Verlegung des Überlaufs lieferte er etwa ½ min. Liter oder etwas mehr Trinkwasser, am 8. April 1919 hatte es 7° C. Der nicht ausgemauerte Schacht verlor durch die oberste Humusschicht dauernd Wasser. Während der Grabung des Schachtes sagte ein Wünschelmann Erfolg voraus; es ist klar, daß er dabei von der ihm bekannten Beobachtung des Herrn Quarch (feuchte Stelle usw.) und von dem Vorhandensein einer Quelle in dem Tälchen nahe SO beeinflußt war.

Mit dem Westrand des Warteköppel (Kuppe 299,9) beginnt diskordante Überdeckung des paläozoischen varistischen Gebirges durch Zechstein, der im allgemeinen einige Grad nach O bis SO einfällt. Nur in kleinen Schollen treten die alten Schuppen und Falten nochmals zutage, so am Nordwestfuß des Galgenbergs im Blauen Bruch. Streichen und Einfallen der mittel- und oberdevonischen Kalke, Mergel und Tonschiefer wechseln hier schnell, vgl. die Planskizze; zugleich erscheint die Lagerung stark gequält, die Schichten gequetscht. Im Profil habe ich die mehrfachen Überschiebungen dieser „Schuppenstruktur" nach Denckmanns Aufnahmen (1894) schematisch darzustellen versucht. — In der näheren Umgebung des Blauen Bruchs zeigt auch der Zechstein unregelmäßiges Streichen und Einfallen.

Auf der höchsten Warteköppel-Kuppe steht Zechsteindolomit an, zum Teil rauhe sandige Dolomitplatten, zum Teil Sand, reich an $CaCO_3$, im Mittel 8° nach O einfallend, in kleinem Steinbruch und einer Sandgrube aufgeschlossen. Aus den benachbarten Äckern der drei Kuppen des Warteköppel wittern die gleichen Dolomite heraus. Im Steinbruch dicht nördlich vom Großen Brunnen fällt meist dickbankiger, zum Teil ziemlich poröser Dolomit 5—10° nach SO ein, stark klüftig, die Risse im allgemeinen senkrecht zur Schichtung, mit nur geringer, einige Zentimeter bis Dezimeter dicker Humusdecke. Aus diesem Gestein quillt unter gedüngten

Feldern ein Teil des Trink- und Gebrauchswassers von Bad Wildungen; Brachlegen wenigstens der nächstbenachbarten Äcker erscheint notwendig.

Derselbe meist dickbankige Dolomit, nach DENCKMANN (1895) zo2 bzw. (1902) zoδ, Dolomit der oberen Zechsteinformation, ist im Steinbruch am Südwestfuß der Kuppe 316,4 (Wolfshagen) bei Punkt 251,8 aufgeschlossen. Unmittelbar darüber folgen wechsellagernd rote Tone und sandige Dolomitmergel, 13° nach etwa SO fallend. Ungefähr 35 m östlich vom Steinbruch, an der nördlichen Böschung des ins Seitentälchen hinaufführenden Waldweges, war nahe über den obersten Dolomitmergeln des Steinbruchs gelber und rosarötlicher lockerer arkoseartiger Sandstein aufgeschlossen, gleichsinnig 13° nach etwa SO einfallend. Er besteht aus kleinen Quarzkörnchen, kaolinisiertem Feldspat und kalkhaltigem Bindemittel; seine weißen Streifen und Flecken enthalten wohl auch größtenteils feine Quarz- und Feldspatkörnchen. Mit gleichem Einfallen folgen wenige Schritte östlich oberhalb am selben Weg, im Hangenden des vorigen Aufschlusses, etwas festere rote kalkhaltige feinkörnige Sandsteinschichten, nahe über diesen wieder rote und gelbliche sandige glimmerig-schiefrige Mergel, darüber gelblicher feinkörnigglimmeriger kalkhaltiger Plattensandstein. Bis hier etwa dürften die Schichten oberhalb der dickbankigen Dolomite dem zo3 bzw. zs DENCKMANNS (1895 bzw. 1901) angehören, wohl äquivalent dem Frankenberger Permsandstein, hier schätzungsweise etwa 20 m mächtig. Wenig oberhalb davon folgen dann am gleichen Weg, ebenso mit 13° nach ungefähr SO einfallend, kalkfreie oder nur ganz schwach kalkhaltige weißlichgelbe Sandsteine mit bläulichen und roten Tongallen, wechsellagernde rote feinkörnig-glimmerige plattige Sandsteine sowie sandige rote und hellgelbliche Tone oder tonige Sande: Wohl schon unterer Buntsandstein (su). Die genannten Aufschlüsse waren mehrfach durch Bewachsung und Gehängeschutt unterbrochen, das stratigraphische Profil also unvollständig, weiter oberhalb (östlich) ganz verschüttet. Den dickbankigen Dolomit (zo2) sieht man im Westfuß der Kuppe 316,4 (Wolfshagen) dicht oberhalb des Weges am unteren Osthang des Landwehrtales mit 15° nach ungefähr WNW einfallen, vermutlich infolge Schleppung an einer Verwerfung zwischen der Permscholle des Galgenberges und der Buntsandsteinscholle von Wolfshagen; im Profil ist dies schematisch wiedergegeben. Etwa 500 m nördlich Punkt 251,8 war aber dicht über dem Weg

am Ostfuß des Landwehrtales kalkhaltiger gelber und roter Sand bzw. weicher feinkörniger Sandstein in Schrägschichtung neu aufgeschlossen, dicht darüber (nördlich) gelblicher plattiger Dolomit, am Steilhang etwas verstürzt, im ganzen rund 5° nach ungefähr NNW einfallend; Wohl zo3 (neu). Auch am Nordabhang des Galgenbergs, etwa 200 m nordwestlich Punkt 253,9 war in einer Schürfgrube am Weg nahe nordöstlich vom zo2-Dolomitsteinbruch dort roter, gelb und weiß gestreifter, ziemlich feinkörniger, etwas kalkhaltiger Sand neu aufgeschlossen. Seine Lagerung zeigt stärkere Störungen, bis etwa 45° Einfallen nach verschiedenen Richtungen, hauptsächlich nach ungefähr N, vielleicht infolge von Gehängerutschung (zo3, neu). Kalkfreier unterer Buntsandstein ist zurzeit in zwei Steinbrüchen (oder Sandgruben) nahe südöstlich Punkt 206,4 aufgeschlossen, etwa 1½ km östlich Bahnhof Bad Wildungen: unten roter weicher, feinkörniger Quarzsandstein, durch kaolinisierte feine Feldspatkörnchen arkoseartig; darüber weiß, gelb und rot gestreifte, zum Teil etwas tonige Sande, meist aus kleinen gut gerundeten Quarzkörnchen bestehend, nicht selten kaolinisierte Feldspatkörnchen, mehr oder weniger Eisengehalt, danach mehr gelb oder rot gefärbt. Die flache Lagerung in der oberen Grube (0—5° Fallen nach Ost) wird in der unteren Grube durch Schleppung mit 20° Einfallen nach W abgelöst, ähnlich wie in Wolfshagen. Den Sand verwendet man trotz Tongehalt zu Mörtel und Verputz.

Das jüngste Glied meines Profils, mittlerer Buntsandstein, war dort zurzeit nicht aufgeschlossen. Hellgelblicher bis rötlicher und weißgestreifter, fein- bis mittelkörniger Arkosesandstein im kleinen Steinbruch am Waldrand nahe südlich Punkt 306,8 (Hexenschanze ostnordöstlich Alt-Wildungen) steht nahe der Grenze zwischen unterem und mittlerem Buntsandstein an. Er ist dort schräg geschichtet, im allgemeinen wagerecht gelagert, reich an kleinen Feldspat- bzw. Kaolinkörnchen, daher sehr weich und zum Teil zu Feinsand verwittert; stellenweise sind blaugraue und rote dünne Tonschichten zwischengelagert.

III. Alte Hochtäler und -Becken bei Bad Wildungen; 300-m-Terrasse.

Denckmann[31]) machte bereits 1901 auf diluviale Schotterterrassen aufmerksam und kartierte Flußschotter einheimi-

[31]) Geol. Bau des Kellerwaldes 1901, S. 63; Erl. Blatt Kellerwald 1902, S. 54 f.

scher Gesteine (ds) sowie Lehm der flachen Talgehänge (d) als Reste der Ablagerungen fließenden Wassers. Davon kommen für die vorliegende Untersuchung besonders zwei kleine Vorkommen ds nahe östlich und nordöstlich Odershausen in Betracht, an der Stelle, wo (auf Blatt Kellerwald 1:25 000) das Hochtal von Braunau, die Mündung der Hochtäler südwestlich Odershausen und der Beginn des tief eingerissenen Helenentals mit seinen Odershäuser Wasserfällen aneinandergrenzen. Denkt man sich an Stelle dieses Erosionsrisses ein breiteres Hochtal über dem heutigen Lauf des Sonderbachs rund 350 bis 300 m über NN, so würde dies die unmittelbare Fortsetzung der Hochtäler bilden, die südwestlich Odershausen (rund 500 bis 350 m über NN) und südwestlich bis nördlich Braunau (rund 450—330 m über NN) aus dem Dorfer Dominialforst entspringen.

Ich glaube nun Anhaltspunkte für ein breiteres Mündungsgebiet dieses ehemaligen Hochtals auf den terrassenartigen Hochflächen südlich Bad Wildungen gefunden zu haben, vgl. den Übersichtsplan, Skizze zur Tektonik und Morphologie der Umgebung von Bad Wildungen, Taf. III) und die Tabelle S. 142—144 nach meinen Aufsammlungen 1919[32]). Da ähnliche Terrassen in ungefähr gleicher Höhenlage mit verstreuten Schottern auch in anderen Teilen des Beckens von Bad Wildungen liegen — z. B. am Nordrand der Ense, am Warteköppel, Galgenberg, Hettensee (Weinberg?), auf den Sätteln nördlich Domäne Alt-Wildungen (Punkt 305,5) sowie bei und westlich Roter Berg —, kann ein alter Helenen-Hochtalfluß nicht wohl allein die erhebliche Ausräumung des weiten Wildunger Hochbeckens bewirkt und die Schotter auf den übrigen Terrassen abgelagert haben. Man wird dazu wohl auch Verbindungen mit einem alten Eder-Hochtal über die genannten Sättel nördlich und nordöstlich Wildungen sowie Zuflüsse von W und vielleicht von SO her annehmen müssen, besonders durch einen alten Wilde-Hochtalfluß, der in seinem Mittellauf die unteren Bilsteinklippen (etwa 300—360 m über NN) als Kliff herausmodellierte (Fig. 6, unten). Im Oberlauf der Wilde (Wölfte) ist ein ähnliches beckenartiges Hoch

[32]) Einige morphologisch klare Photographien können hier leider wegen der großen Kosten der Reproduktion nicht wiedergegeben werden.

tal bei Reinhardshausen ausgeräumt, dessen Sohle bei 310 m über NN heute auf ungefähr derselben Höhe liegt wie das frühere Wildunger Hochbecken, mit entsprechenden kleineren Zuflüssen von S und W her. Vielleicht hat auch das frühere Wildetal seinerseits nördlich Reinhardshausen über den Sattel bei Punkt 334,9 mit einem alten Hochtal des Wese-Oberlaufs in Verbindung gestanden, und in noch älterem Stadium der Flußbildung kämen Zuflüsse vom heutigen Sattel zwischen Wenzigerode und Braunau sowie über den Rummelskoppesattel Punkt 357,7 (südlich Hom-Berg) in Frage. Vorläufig handelt es sich hierbei aber nur um Vermutungen, deren Nachprüfung vielleicht durch Spezialkartierung erfolgen könnte. Auch die Art der sehr dünnen Schotterbestreuung hat mich lange schwankend gelassen, ob es sich um wirkliche Hochschotter handle: Auf den Äckern liegt auch viel anderes, offenbar durch den Menschen namentlich von den Dungstätten hergebrachtes Gesteinsmaterial, es hätte sich daher um verschleppte jüngere Ederkiese handeln können, die vielfach zu Maurerarbeiten gebraucht werden. Indessen dürfte das „Leitgestein" dieser Hochschotter, die mehr oder weniger verwitterte Culmgrauwacke und der graue Quarzit (vgl. Tabelle S. 142—144) in den jungen Ederkiesen nicht so vorwiegen. Auch die oft erhebliche Größe der Hochgerölle (bis 17 cm gemessen) läßt vermuten, daß der Bauer im allgemeinen vermeiden wird, solche Hartsteine auf seinen Acker zu bringen. Ich möchte daher die zum Teil nur sehr spärliche Bestreuung der Terrassenflächen mit mehr oder weniger verwitterten Geröllen und Geschieben durch ein hohes Alter derselben erklären. Genaueres darüber läßt sich zurzeit nicht sagen, man könnte sie mit Denckmann für diluvial halten, vielleicht sind sie auch noch älter (pliocän?), und es liegt nahe, die später einsetzende starke Tiefenerosion auf eine Senkung der Erosionsbasis im Osten (und Norden) zurückzuführen, vielleicht auf jungtertiäre oder gar diluviale Einbrüche der Niederhessischen Senke bzw. des norddeutschen Flachlandes, da ich eine „Hebung" des Kellerwaldhorstes oder des ganzen rheinischen Schiefergebirges nicht anzunehmen vermag[33]).

---

[33]) Vgl. W. Kranz, Hebung oder Senkung beim Rheinischen Schiefergebirge? Diese Zeitschr. 1910, Monatsber. S. *470—477*; 1911, S. *233—246*; *604—620*; 1912, S. *33—51*. Eine begründete Widerlegung meiner dort eingehend mit Tatsachen belegten Ansichten ist bisher von keiner Seite erfolgt oder auch nur versucht worden.

In der näheren Umgebung von Bad Wildungen liegen die genannten Hochschotter auf Terrassenflächen zwischen 280 und 310 m über NN, und es scheint, daß ihre durchschnittlich etwas höhere Lage an den Rändern des Wildunger Hochbeckens gegenüber der tieferen Lage im Innern desselben durch verschiedene Entfernung von den Hauptströmungsachsen bzw. mit allmählicher Vertiefung des Beckens nach dem Innern hin erklärt werden kann. Ich möchte daher in der Tabelle S. 142—144 aufgeführten Vorkommen und die (untere) Bilsteinklippe im wesentlichen einem Stadium dieses alten Flußgebiets zuschreiben und das ganze als 300-m-Terrasse des Hochbeckens von Bad Wildungen bezeichnen.

IV. Niederterrasse bei Bad Wildungen.

Der Ausgang des Wildunger Beckens bei Punkt 206,4 liegt nahezu 100 m tiefer als die 300-m-Terrasse (vgl. Abschnitt III), und es ist anzunehmen, daß die Erosion, welche das Becken so tief zerschnitten und ausgeräumt hat, in einzelnen Stadien halt machte unter Bildung von Ablagerungen. Das letzte dieser Stadien glaube ich 1919 in Aufschlüssen entlang der Bahnlinie erkannt zu haben.

In der Grube der Ziegelei dicht westlich vom Schlachthof, südlich vom Bahnhof Bad Wildungen steht Lehm an, stellenweise etwas kalkhaltig mit Lößkindeln und vielen Steinchen meist aus Schiefern, zum Teil deutlich geschichtet 2—3° nach O einfallend, durchschnittlich 233 m über NN. Derselbe zum Teil geschichtete Lehm mit Schieferstückchen war in den Ziegelei-Gruben dicht südöstlich und etwas weiter östlich vom Bahnhof aufgeschlossen, durchschnittlich etwa 225 m über NN, hier meist kalkfrei, nur stellenweise schwach kalkhaltig. An einem Punkt, wo auf dem Lehmboden ein Ziegelofen gestanden hatte, erschien der Boden rund 1 m tief rotgebrannt und wenige Zentimeter unter der Oberfläche standen jetzt gefrittete zusammengebackene Lehmschichten an, als natürlicher Ziegelstein. Dieser Lehm ist vielleicht als Gehängelehm auf der Niederterrasse aufzufassen, vielleicht aber auch in fließendem Wasser nahe über der Niederterrasse entstanden, worauf seine Schichtung hindeuten könnte.

Die große Ziegelei-Grube etwa 250 m südöstlich Bahnhof Bad Wildungen zeigte unter Lehm, der

im allgemeinen ungeschichtet ist, sehr grobe, zum Teil mehrere Dezimeter große Blöcke aus Diabas, Kieselschiefer, Sandstein usw. im Lehm. In der östlichsten Ziegelei etwa 300—400 m östlich vom Bahnhof steht oben entkalkter Lößlehm an, von W nach O von 2 auf mindestens 5 m Mächtigkeit anschwellend, meist kalkfrei, mit vereinzelten Lößkindeln. Darunter lagert von W bis nahe an das östliche Ende der Grube durchschnittlich etwa 217 m über NN grober Kies, im W rund 3/4—1 m, östlich nur noch 0,15 m mächtig. Er besteht zum Teil aus großen gut gerundeten Blöcken von Kieselschiefer, Diabas, Sandstein, Quarzit, Culmgrauwacke, Eisenkiesel usw., bisweilen in Lehm gelagert, zum Teil aus kleinerem Korn. Am Ostende der Grube bricht die Kiesschicht ab und war bis dahin nur Lehm festgestellt; vielleicht lag dort eine Stufe im alten Flußbett, über die das Wasser hinabschoß. Wo die Kiesschicht ansteht, lagert darunter roter mergeliger Ton mit roten Kalkkonkretionen, beide nach Angabe des Ziegeleibesitzers laut Analyse reich an Eisenoxyd; unter dem Tonmergel soll roter und weißer Sand folgen: Wohl Zechstein, zo3, dem Frankenberger Permsandstein ungefähr äquivalent (vgl. Abschnitt II). In einem etwa 70 m nordwestlich gelegenen Brunnen soll unter rotem Ton bei 14 m Tiefe eine „schwarze Schicht" angetroffen worden sein: Vermutlich umgelagertes Perm. Danach wäre nach N hin eine recht erhebliche Aushöhlung und Wiederauffüllung des Tales durch den Niederterrassenfluß erfolgt, der seine Gerölle von W her brachte.

Ablagerungen der Niederterrasse waren ferner durchschnittlich etwa 210 m über NN in der Grube einer früheren Ziegelei dicht nördlich der Straße Bad Wildungen-Mandern am Ostfuß der Hettensee-Kuppe aufgeschlossen. Dort lagert zu oberst Lehm, darunter kalkreicher typischer Löß, zusammen durchschnittlich 2,3 m mächtig; der Lehm ist verschieden tief (bis zu 2 m herab) entkalkt, aus Löß entstanden (Lößlehm). Unter dem Löß folgt flach gestreifter kalkreicher Sandlöß und zwischenlagernde dünne Schichten von rosarotem kalkreichem Grob- und Feinsand mit Geröllen bis 16 cm Größe aus Buntsandstein, hellem, hartem Sandstein, Quarzit, Kiesel- und Tonschiefer, Eisenkiesel, Culmgrauwacke. Diese Sandlöß- und Geröllschichten fallen mit etwa 1° nach ungefähr O, aufgeschlossen waren 2 m, rund 2—5 m über der jetzigen Talsohle (Wiesenoberfläche).

Über das genauere Alter dieser Ablagerungen vermag ich nichts anzugeben; Fossilien waren darin nicht aufzufinden. Mit der Bezeichnung „Niederterrasse" soll daher nur der Abstand von den tiefsten (alluvialen) Ablagerungen der Wilde und ihrer Zuflüsse festgestellt werden, keine Parallele mit andern Niederterrassen außerhalb dieses Gebiets. Dazu müßten die entsprechenden Ablagerungen erst talabwärts verfolgt werden. Wenn die Terrasse in diesem Becken vorläufig nur unterhalb Bad Wildungen nachgewiesen ist, so rührt das wohl daher, daß sich hier im jüngeren Diluvium offenbar eine Talerweiterung gebildet hatte, in der die Schotter von Löß, Lößlehm usw. bedeckt wurden; letzterer hat dann zu den Aufschlüssen der Ziegeleien Veranlassung gegeben.

Tabelle.

Topographische Lage	Ungefähre Höhe über NN m	Art der Gerölle und Geschiebe	Liegendes der Gerölle
Hochfläche nördlich und südlich Punkt 290,7 beim Schützenhaus südlich Bad Wildungen	290—307	Mehrere gut gerundete Gerölle und Geschiebe bis 10 cm Größe aus grauer und grüngrauer, grob- und feinkörniger Culmgrauwacke, zum Teil eisenschüssig und stark verwittert; aus grauem Quarzit; grauem und rotgeflecktem, fein- bis mittelkörnigem quarzitischem Sandstein; grauem, geschichtetem, zum Teil eisenschüssigem bzw. glimmerigem, sehr feinkörnigem Sandstein; grauem und grau-gelbem, feinkörnigem Quarz- und Kalksandstein	Culmtonschiefer
Hochfläche zwischen Helenental (Sonderrain) und Straße Bad Wildungen—Odershausen	285—300	Sehr spärlich verstreute, gut gerundete Gerölle und Geschiebe bis Kartoffelgröße aus grauer und grünlich- bis rötlichgrauer, mittel- und grobkörniger Culmgrauwacke, eisenschüssig, zum Teil stark verwittert; aus grauem Quarzit; grauem, sehr feinkörnigem, zum Teil glimmerigem Sandstein; dunkelgrauem Tonschiefer	Culmtonschiefer mehrfach bloßgeleg[illegible]

Topographische Lage	Ungefähre Höhe über NN m	Art der Gerölle und Geschiebe	Liegendes der Gerölle
[H]ochfl[ä]che nord-[w]estlich und süd-[o]stlich Punkt 291 [ö]tlich Straße Bad [W]ildungen—Odershausen	280—305	Wenige verstreute, gut gerundete Gerölle bis Kartoffelgröße aus grauer, fein- bis grobkörniger Culmgrauwacke, zum Teil verwittert; grauem Quarzit; feinkörnigem, grauem Sandstein; grauem, sandigem Tonschiefer	Culmtonschiefer
Hochflächen am Warteköppel	285—290	Sehr wenige gut gerundete Gerölle bis Kartoffelgröße aus grauer, fein- und grobkörniger Culmgrauwacke, zum Teil eisenschüssig verwittert; grauem Quarzit	Zechstein-Dolomit
[Ho]chfläche auf dem NO-Vorsprung [de]r Ense zwischen [Pu]nkt 295,7 (ausschließlich) und den [K]alksteinbrüchen (ausschließlich)	297,5—310	Mehrere gut gerundete Gerölle und Geschiebe bis Kartoffelgröße, vorwiegend aus fein- und mittelkörniger Culmgrauwacke, zum Teil angewittert; ferner (nicht selten) aus gelblichem, zum Teil glimmerigem, feinkörnigem Sandstein sowie (vereinzelt) grauem Quarzit und blaugrauem (wohl devonischem) Kalkstein	Zechstein-Dolomit und mitteldevonischer Kalkstein
[Ho]chfläche nördlich [Pu]nkt 285,8 südlich Galgenberg	280—283	Wenige verstreute Gerölle und Geschiebe bis 12 cm Größe aus fein- und grobkörniger Culmgrauwacke sowie Quarzit	Feinkörniger roter Buntsandstein (su)
[H]ettenseekuppe östlich Alt-Wildungen	280—285	Wenige verstreute, gut gerundete und geglättete Gerölle und Geschiebe bis Kartoffelgröße aus fein- bis grobkörniger Culmgrauwacke; aus Quarzit; hellgrauem Sandstein	Feinkörniger glimmeriger gelblicher und rötlicher Buntsandstein (su)
[Sa]ttel bei Punkt 305,5 nördlich Domäne Alt-Wildungen	304	Wenige Gerölle aus feinkörniger Culmgrauwacke, Gangquarz und Tonschiefer	Zechstein-Dolomit

Topographische Lage	Ungefähre Höhe über NN m	Art der Gerölle und Geschiebe	Liegendes der Gerölle
Sattel und Hochfläche bei und südwestlich Punkt 281,9 nordöstlich Alt-Wildungen	285—300	Mehrere gut gerundete Gerölle und Geschiebe bis 13 cm Größe, vorwiegend aus fein- bis grobkörniger Culmgrauwacke, zum Teil angewittert, und hellem Quarzit	Zechstein-Dolomit
Hochfläche am Sattel und an der kleinen Kuppe nördlich Punkt 291,3, Roter Berg	295—299	Mehrere gut gerundete Gerölle und Geschiebe bis 17 cm Größe, vorwiegend aus Gangquarz; ferner aus fein- bis grobkörniger Culmgrauwacke; Kieselschiefer; grauem, feinkörnigem Sandstein; hellem Quarzit	Unterer Buntsandstein

Abgeschlossen Anfang Dezember 1919.

[Manuskript eingegangen I. Teil am 6. Juni 1919, II.—IV. Teil am 10. Dezember 1919.]

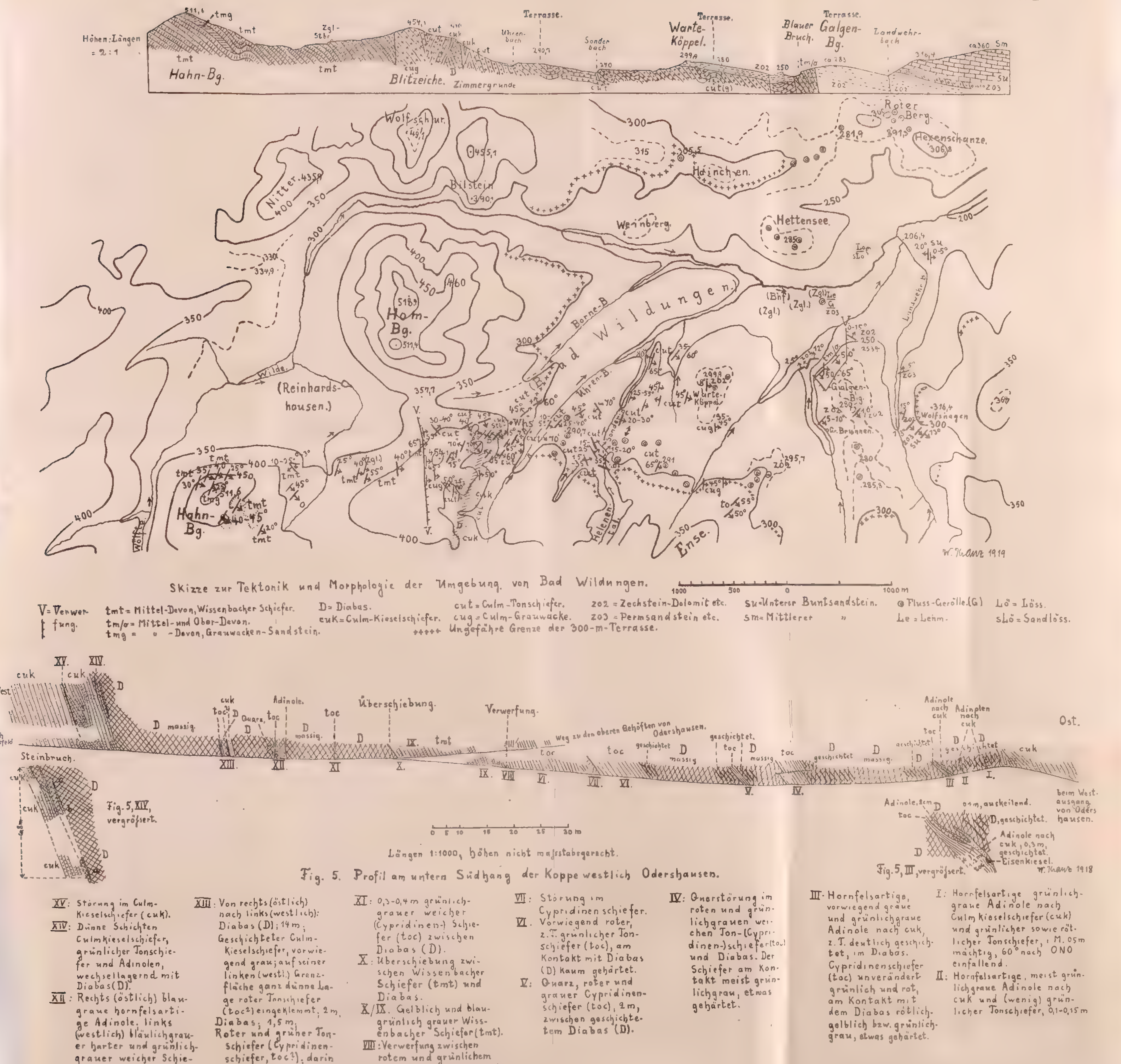
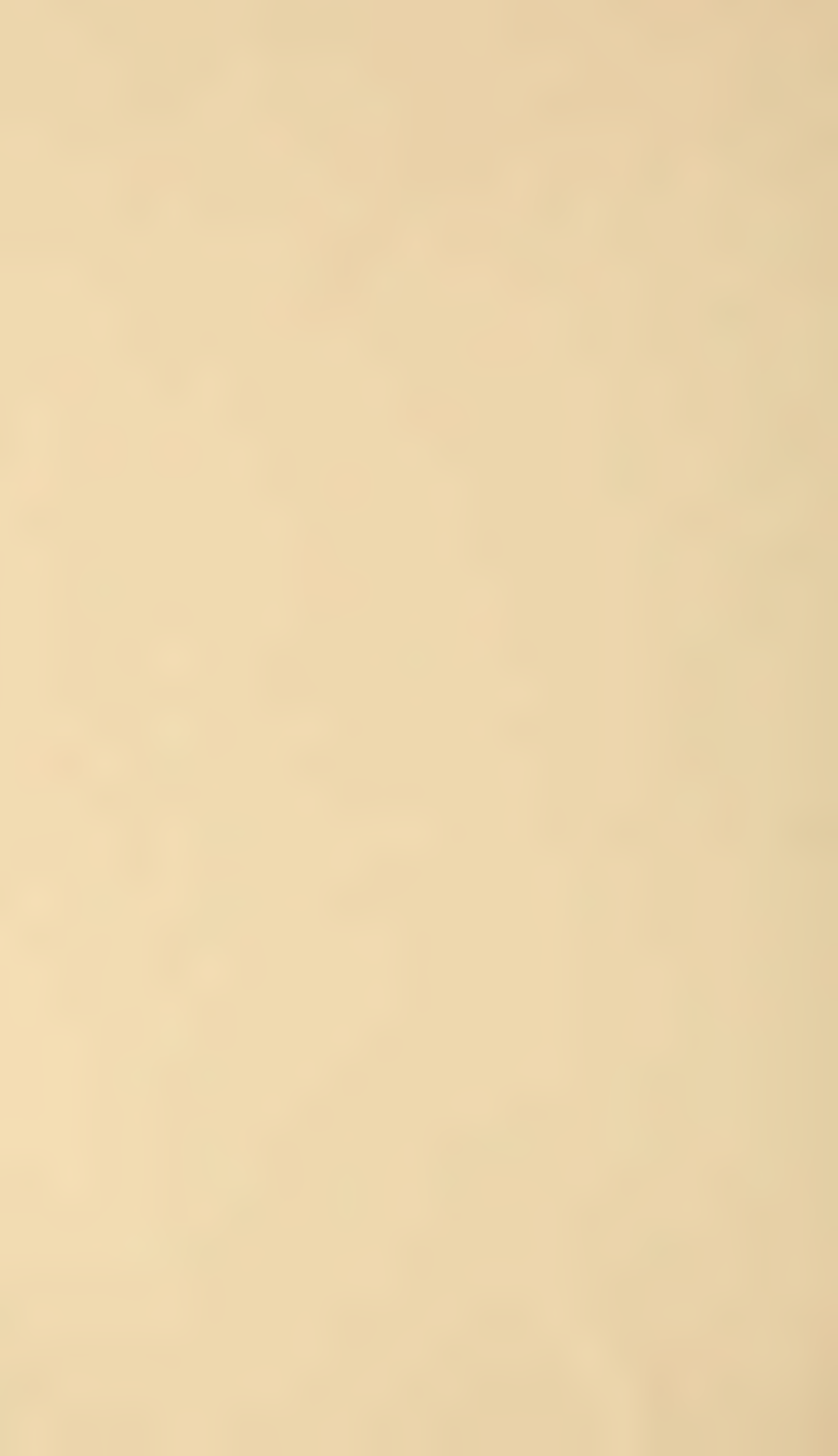


Fig. 5. Profil am untern Südhang der Koppe westlich Odershausen.

XV: Störung im Culm-Kieselschiefer (cuk).
XIV: Dünne Schichten Culmkieselschiefer, grünlicher Tonschiefer und Adinolen, wechsellagernd mit Diabas (D).
XII: Rechts (östlich) blaugraue hornfelsartige Adinole, links (westlich) bläulichgrauer harter und grünlichgrauer weicher Schiefer, wohl Cypridinenschiefer (toc), zusammen ca 5 m.
XIII: Von rechts (östlich) nach links (westlich): Diabas (D); 14 m; Geschichteter Culm-Kieselschiefer, vorwiegend grau; auf seiner linken (westl.) Grenzfläche ganz dünne Lage roter Tonschiefer (toc?) eingeklemmt, 2 m, Diabas; 1,5 m, Roter und grüner Tonschiefer (Cypridinenschiefer, toc?), darin (grünlich) 10 cm verkieselt; 1 m, Diabas; ca 35–40 m.
XI: 0,3–0,4 m grünlichgrauer weicher (Cypridinen-) Schiefer (toc) zwischen Diabas (D).
X: Überschiebung zwischen Wissenbacher Schiefer (tmt) und Diabas.
X/IX. Gelblich und blaugrünlich grauer Wissenbacher Schiefer (tmt).
VIII: Verwerfung zwischen rotem und grünlichem Cypridinenschiefer (toc) sowie gelblich und blaugrünlich grauem Wissenbacher Schiefer (tmt).
VII: Störung im Cypridinenschiefer.
VI. Vorwiegend roter, z. T. grünlicher Tonschiefer (toc), am Kontakt mit Diabas (D) kaum gehärtet.
V: Quarz, roter und grauer Cypridinenschiefer (toc), 2 m, zwischen geschichtetem Diabas (D).
IV: Querstörung im roten und grünlichgrauen weichen Ton-(Cypridinen-)schiefer (toc) und Diabas. Der Schiefer am Kontakt meist grünlichgrau, etwas gehärtet.
III: Hornfelsartige, vorwiegend graue und grünlichgraue Adinole nach cuk, z. T. deutlich geschichtet, im Diabas. Cypridinenschiefer (toc) unverändert grünlich und rot, am Kontakt mit dem Diabas rötlichgelblich bzw. grünlichgrau, etwas gehärtet.
I: Hornfelsartige grünlichgraue Adinole nach Culmkieselschiefer (cuk) und grünlicher sowie rötlicher Tonschiefer, i. M. 0,5 m mächtig, 60° nach ONO einfallend.
II: Hornfelsartige, meist grünlichgraue Adinole nach cuk und (wenig) grünlicher Tonschiefer, 0,1–0,15 m



4. Paläontologische Miscellaneen.

Von Herrn PAUL OPPENHEIM in Berlin-Lichterfelde.

(Hierzu Taf. IV. und 4 Textfiguren.)

III[1]).

1. Über Hydractinien aus den mitteleocänen Tuffen von San Giovanni Ilarione in Venetien.

In einem für die Kenntnis fossiler Hydrozoen grundlegenden Werke erwähnt G. STEINMANN[2]) u. a. eine *Hydractinia gregaria* SCHAFHAEUTL, die dieser ursprünglich aus dem Eocän des Kressenberges in Oberbayern als eine *Spongilla* beschrieben und abgebildet hatte[3]). STEINMANN fügt zum Schluß der Beschreibung auf Seite 110 hinzu: „Sie findet sich sehr häufig[4]) (dem Verfasser liegen etwa 80 Exemplare vor) in den grauen und grünlichen Eisenflözen des Kressenberges in Südbayern (Maximilianflöz, Max-Emanuel-Flöz und Maurerschurf); außerdem, jedoch in sehr schlechtem Erhaltungszustand, im Eocän von San Giovanni Ilarione im Vicentinischen." Nun soll diese *Hydractinia* ein rein chitinöses Skelett besitzen, dessen Struktur bei der Fossilisation vollständig verloren gegangen sei. Es habe sich wohl nach seiner Einbettung noch einige Zeit erhalten können, so daß ein Abdruck der Oberfläche wohl möglich war. „Das Gerüst selbst ging aber vollständig verloren, und an die Stelle desselben trat das Gesteinsmaterial." Ein derartiger Prozeß, wie ihn STEINMANN hier ins Auge faßt, ist nun wohl bei normalen Sedimenten, wie es ursprünglich vielleicht die Eisenerze des Kressenberges waren, denkbar, er begegnet aber gewissen Schwierigkeiten bei einer von andauernder Säure-

---

[1]) Vgl. diese Zeitschr. 1899, S. 207.

[2]) Über fossile Hydrozoen aus der Familie der Corvniden. Palaeontographica, XXV, 1878, S. 101 ff. — Vgl. S. 109, Taf. XII, Fig. 3.

[3]) Südbayerns Lethaea geognostica, S. 30, Taf. III, Fig. 8 a, b, c.

[4]) So gleichmäßig häufig kann diese Form übrigens auch am Kressenberg nicht sein, denn sie ist weder unter den Beständen des Berliner Museums für Naturkunde noch in meiner eigenen Sammlung vorhanden, obgleich beide ein ziemlich beträchtliches Material von Fossilien aus diesem Fundpunkt besitzen.

entwicklung begleiteten Tuffbildung und bei einem lockeren Haufwerk von Gesteinstrümmern, wie dieses die Tuffe von San Giovanni Ilarione darstellen. Ein derartiges Sediment scheint mir sehr ungeeignet zur Erhaltung von Abdrücken chitinöser Formen, die immerhin nur unter den denkbar günstigsten Verhältnissen einige Zeit vor dem Zerfall bewahrt bleiben können. STEINMANN gibt denn auch an, daß sich die Art nur in „sehr schlechtem Erhaltungszustand" in diesen Tuffen fände und berichtet nichts darüber, wieviel Stücke ihm gerade aus San Giovanni Ilarione vorlagen, während er die Stückzahl vom Kressenberg als gewissenhafter Chronist notiert.

Später ist dann in einer ebenfalls recht bedeutsamen Publikation P. E. VINASSA DI REGNY[5]) auf diese unsere Form zu sprechen gekommen. Der Verfasser hält sie generisch für so unsicher, daß er das Wort *Hydractinia* mit einem Fragezeichen begleitet und hinzufügt, die Form sei so wenig sicher begrenzt, daß man sie kaum mit einiger Sicherheit eine Hydractinie nennen könne[6]). Man hat aus der ganzen Beschreibung nicht den Eindruck, daß die Art dem italienischen Autor in typischen Stücken vorgelegen hätte, obgleich im Text darüber weder nach der einen noch nach der anderen Richtung hin etwas Positives vermerkt wird. Trotzdem schließt die Beschreibung: „È commune nell' Eocene des Kressenberg e a San Giovanni Ilarione." „Häufig" kann die Art nun keineswegs in San Giovanni Ilarione sein, und dies wird auch von STEINMANN nicht behauptet. Ich selbst habe oft in diesen Tuffen gesammelt und sehr zahlreiches Material aus ihnen in Händen gehabt. Trotzdem diese Type mich interessierte, und ich die Rohmaterialien stets auf ihr Vorkommen hin durchgesehen habe, ist sie bisher nie in meine Hände gelangt, und ich kenne sie bisher auch aus keiner öffentlichen Sammlung.

Dagegen besitze ich zwei andere Hydractinienarten aus diesen Schichten, und zwar in je einem Exemplar. Die eine erhielt ich schon vor zwei Jahrzehnten von dem damaligen Bezirksarzt und verdienten Lokalforscher Dr. DOMENICO DALLAGO in Valdagno; die andere fand ich vor mehreren Jahren in Materialien, die Herr Prof. Dr. JOHANNES FELIX aus den Tuffen von Nogarole bei Chiampo, die, wie lange

---

[5]) Vgl. Studi sulle Idractinie fossili. Reale Accademia dei Lincei. Anno CCXCVI, Roma 1899, S. 32.

[6]) „La forma è cosi poco ben definita, che potremo appena dire con qualche sicurezza che è un' Idractinide."

bekannt, ebenfalls dem Horizont von San Giovanni Ilarione angehören, von VITTORIO MENEGUZZO erworben hatte, und deren Bestimmung ich auf die Bitte des Besitzers hin übernahm. Ich darf wohl hoffen, daß die Seltenheit von Hydractinien im älteren Tertiär und die Bedeutung, die sie für das Verständnis zahlreicher anderer Hydrozoengattungen älterer Formationen erlangt haben, die Mitteilung dieser Formen rechtfertigt und nicht als ganz uninteressant erscheinen läßt.

Hydractinia Steinmannii n. sp.
(Taf. IV, Fig. 5—6.)

Fundort: Grola bei Valdagno.

Das vorliegende Unikum bildet einen niedergedrückten, nahezu ovalen Körper von 41×50 mm in Breite und Länge bei einer größten Höhe von 17 mm. Der Raum ist nahezu überall von dem Polypar umschlossen; nur in der Mitte der einen Seite befindet sich ein etwa 20 mm breites, unregelmäßiges Loch, das von der Tuffmasse erfüllt ist. Wie weit diese reicht und wie weit sie das Innere erfüllt, läßt sich nicht sagen, da sich weitere Präparationen an diesem bisher einzig vorhandenen Stück im Hinblick auf die Gebrechlichkeit aller in diesen Tuffen eingeschlossenen organischen Reste naturgemäß verbaten. Es ist wohl anzunehmeni, daß in dieser Höhlung ursprünglich die Schnecke saß, um die der Polypenstock sich ablagerte. Es hätte dies aber bei den Dimensionen des letzteren doch wohl eine große Form gewesen sein müssen, wenn sie wie gewöhnlich, von einem Einsiedlerkrebs bewohnt war und dieser die Ortsbewegung vermittelte. Anderseits fällt es bei der unten und auf allen Seiten gleichmäßig gewölbten Form des Polypenstocks, bei dem Fehlen von Auswüchsen und Anheftestelle doch einigermaßen schwer, sich die biologischen Verhältnisse dieser Kolonie ohne einen ortsbeweglichen Träger vorzustellen. Doch liegt dieselbe Schwierigkeit auch z. B. bei den Delheidien des Septarientons[7]), den Parkerien des Cenomans und den Stoliczkarien der Trias vor, worauf DOUVILLÉ mit Recht aufmerksam macht[8]). „Man kann sich fragen“, schreibt DOUVILLÉ, „welches die Lebensart dieser

[7]) Vgl. G. F. DOLFUSS in Bull. des séances de la soc. malacol. de Belgique, XXXIII, 1898, S. LXXXVI. — DELHEID, ebendort, S. LXXII, Taf. I, Fig. 1 und 2.

[8]) Vgl. HENRI DOUVILLÉ in Bulletin de la Soc. Géol. de France, 4. Serie, IV, 1896, S. 138.

seltsamen Organismen war, die auf dem Meeresgrunde gerollt sein müssen, aber unter welchem Antrieb (action)?" Es sei noch hinzugefügt, daß das hier bei unserer *Hydractinia* in Frage kommende Loch zweifellos, wie seine unregelmäßigen Begrenzungen beweisen, später durch Bruch vergrößert wurde, selbst wenn es ursprünglich vorhanden war, was keineswegs feststeht.

Die Zusammensetzung des Polypars selbst ist rein kalkiger Natur, was also an sich schon einen völligen Gegensatz zu der SCHAFHÄUTLschen Art vom Kressenberg darstellt. Es liegt also nicht wie bei dieser der Abdruck, sondern die ursprüngliche Oberfläche vor. Die Struktur des Polypars ist kaum geschichtet. Zwar beobachtet man nach außen hin gelegentlich das Übergreifen einer stark gekörnelten jüngeren Lage über eine ältere, feinporöse; im Längsaufbruch aber, in der Mitte, sieht man keine deutlichen Spuren von Schichtung, dagegen größere Hohlräume innerhalb des Flechtwerks der Bälkchen, wie man deren z. B. bei *Cyclatinia incrustans* beobachtet[9]). Man kann diese aber nicht, wie hier, als Interlaminarräume bezeichnen, sondern müßte eher von interzellulären Höhlungen sprechen, da die eigentliche Schichtung hier, wie erwähnt, fehlt und das Polypar augenscheinlich in der Mitte mehr akrogen wächst, sich nur nach außen hin flächenartig ausbreitet und hier die früheren Lagen teilweise einhüllt.

STEINMANN betont bei der *H. gregaria*, daß diese wie die rezente *H. levispina* CARTER „die Fähigkeit besäße, sich nach außen hin in einzelne größere, durch tiefe Furchen getrennte Partien zu zerteilen". Diese Fähigkeit besitzt unsere Form nicht. Dagegen zeigt sie auf der mit dem Loch versehenen Seite, die ich, da die Verhältnisse der Struktur bei ihr weit besser erhalten sind, als die Oberseite ansehen möchte, zahlreiche, ziemlich unregelmäßig verlaufende Spalten oder Sprünge, die aber den innigen Zusammenhang des Skeletts in keiner Weise stören (vgl. Fig. 5 oben). Ich habe diese zuerst für Zufälligkeiten, für postlethale Verwerfungen innerhalb der Masse angesehen, halte es aber doch für nicht unmöglich, daß sie, die, wie an dem Längsaufbruch innerhalb der Perforation deutlich sichtbar, durch die ganze, über 2 mm betragende Dicke des Polypars hindurchgreifen, schon bei Lebzeiten der Kolonie

---

[9]) Vgl. VINASSA, a. a. O., S. 36.

bestanden haben könnten. In jedem Fall kann aber von einer Zerteilung des Polypenstocks durch diese Sprünge so wenig die Rede sein, wie von einer besonderen Anhäufung dieser Furchen auf den randlichen Partien, sie ziehen im Gegenteil gleichmäßig durch die ganze Oberfläche der Kruste hindurch.

Diese trägt sehr zahlreiche Körner, die im großen und ganzen unregelmäßig verteilt sind, aber doch eine gewisse Anordnung in diagonal verlaufende Längsreihen erkennen lassen. Sie sind im allgemeinen von mittlerer Größe und nahezu gleich, fließen aber häufig in ziemlich großer Zahl zusammen und bilden dann eine Art von diagonal verlaufenden Kämmen, zwischen denen die Oberfläche vertieft erscheint. Dies könnte im ersten Moment an Sarcorhizen denken lassen. Diese vertieften, in die Masse eingeschnittenen und dazu verzweigten Gebilde fehlen aber hier gänzlich und sind an keiner Stelle der Oberfläche zu erkennen. Auch dies ist ein sehr auffallender Gegensatz zu *H. gregaria* SCHAFH. sp., von der STEIMANN[10]) ausdrücklich schreibt: „Zwischen ihnen", d. h. zwischen den kleinen, warzenförmigen Höckern der Oberfläche, „kann man deutlich die verzweigten Furchen wahrnehmen, die die röhrenförmigen Fortsätze des Coenosarcs auf der Oberfläche zurückgelassen haben." Ein besonders auffallender Größenunterschied zwischen den Höckern ist nicht zu erkennen, sobald diese wenigstens einfach bleiben und nicht zusammenfließen. Sie sind auch nicht am Außenrand gezähnt oder zersägt, sondern einfach rundlich-konvex, so daß man hier nicht im Sinn VINASSAS[11]) zwischen „Defensoren" und „durchbohrten Protuberanzen" unterscheiden kann. Die Löcher stehen sehr unregelmäßig, bald auf den Protuberanzen, bald zwischen ihnen in der Tiefe. Es gibt undurchbohrte und durchbohrte Körner, ohne daß sich irgendein Prinzip feststellen läßt, ja, man hat in einzelnen Fällen den Eindruck, als ob die Durchbohrungen sich erst nach einer gewissen mechanischen Verletzung des Pfeilerchens bemerkbar machen. Ältere Lagen am Rand zeigen ein feinporöses Gefüge; zwischen ihnen zieht sich ein trabekuläres Netzwerk hindurch; das gelegentlich in einzelne Pfeiler zerlegt ist. Die Oberfläche gemahnt schließlich rein äußerlich an diejenige mancher brachyuren Krebse, zumal an diejenige der in den Tuffen

---

10) a. a. O., S. 110.
11) a. a. O., S. 19.

von San Giovanni Ilarione so häufigen Gattung *Micromaja* BITTNER.

Unsere Form ist eine echte *Hydractinia* im Sinn von VINASSA DI REGNY[12]) und erinnert unter den a. a. O. aufgeführten Formen an die ebenfalls mit zahlreichen Defensoren versehene *H. Michelini* FISCHER des italienischen Pliocäns, weicht aber von dieser doch in Einzelheiten ihres Baues wie in ihrer allgemeinen Gestalt ungemein ab. Mit *Poractinia* VINASSA DI REGNYS hat sie gemeinsam die hier wie dort in Ketten und Reihen angeordneten Protuberanzen, die aber bei *Poractinia* stets Öffnungen zeigen[13]) als Reste der Kelche für die Einzeltiere. Da *Poractinia* nach der Diagnose überhaupt keine Defensoren besitzen soll, so kann unsere Form nicht zu dieser im englischen Crag verbreiteten Gattung, deren Typus die *H. circumvestiens* WOOD ist, gehören, obgleich sie auch in der Gestalt eine gewisse Ähnlichkeit besitzt. Das gänzliche Fehlen der Sarcorhizen, ein an und für sich sehr auffälliges Merkmal, unterscheidet unsere Form ohnehin von fast sämtlichen Hydractinien des jüngeren Tertiärs. Was nun die äußerst spärlichen Reste anbelangt, welche aus der Familie der Hydractinien bisher aus dem Alttertiär bekannt sind, so käme für Vergleiche überhaupt nur die *H. gregaria* SCHAFH., von welcher wir ausgegangen sind, in Frage. Denn *Kerunia cornuta* MAY-EYM.[14]) aus dem Eocän Ägyptens, welche allenfalls noch in Betracht kommen könnte, zeigt in ihrem Gesamtaufbau doch große Verschiedenheiten und steht überhaupt den *Cyclactinien* weit näher. Die Unterschiede zu *H. gregaria* SCHAFH. wurden bereits oben des wiederholten eingehender berührt. Hinzuzufügen wäre für unsere Form noch das Fehlen „größerer auf der Oberfläche zerstreuter Löcher," welche STEINMANN für *H. gregaria* angibt und zeichnet, und die ohnehin ein für *Hydractinia* selbst ziemlich ungewöhnliches Merkmal darstellen[15]). Auch besitzt *H. gregaria* deutlich verzweigte Sarcorhizen, welche, wie wir oben betonten, unserer Form gänzlich fehlen.

---

[12]) a. a. O., S. 43.

[13]) DOUVILLÉ zweifelt (a. a. O., S. 139) an der Gesetzmäßigkeit dieser Erscheinung und möchte sie auf Abreibung oder eine andere mechanische Störung zurückführen.

[14]) Die auf diese Type bezügliche Literatur findet sich vereinigt in meinen eigenen Aufsätzen über sie im Geol. Centralblatt 1902, S. 44 ff., und 1907, S. 751 ff.

[15]) Etwas Ähnliches zeigt die kretazische *Tholamospongia*, zumal die *Tholamospongia tuberculata* D'ORB. des Cenomans. Vgl. DOUVILLÉ, a. a. O., S. 141, Taf. V, Fig. 7—9.

Hydractinia delicata n. sp.

(Taf. IV, Fig. 3—4.)

Fundort: Nogarole bei Chiampo.

Diese Form bildet eine etwas flache Kolonie, welche entfernt an einen etwas niedergedrückten und zerquetschten *Hipponyx* oder *Capulus* erinnert. Breite und Länge betragen 17 bzw. 25 mm, die Höhe etwa 13 mm. Die Umrisse sind im großen und ganzen ziemlich unregelmäßig, aber gegen den Rand hin einfach und nicht zerteilt. Von der weit nach dem einen Ende zu gelegenen Stelle, welche dem Wirbel des *Hipponyx* oder etwa der Anheftungsstelle einer Einzelkoralle gleicht, verläuft eine tiefe Furche nach abwärts, an welcher die Kolonie nach innen gebogen ist.

Die Oberfläche, welche nicht in allen Fällen gleichmäßig gut erhalten ist, zeigt fast durchgängig eine allerdings sehr schwache Körnelung, deren Elemente stets sehr klein sind, aber von wechselnder Gestalt. Zwischen diesen Körnern verlaufen ganz oberflächliche, leicht bogenförmig gekrümmte Furchen, welche aber nicht verästelt sind und daher nicht als eigentliche Sarcorhizen aufzufassen sind. Das Ganze erinnert etwas an die Anordnung der Skelettelemente bei den Milleporen, nur daß hier die eigentlichen Poren entweder ganz fehlen oder so klein sind, daß sie selbst dem scharf bewaffneten Auge sicher entgehen. An einzelnen Stellen, zumal gegen den Rand hin, sitzen etwas größere Körner, die durchaus den Habitus von Defensoren besitzen. Sie sind ziemlich spärlich entwickelt, immer voneinander getrennt und gehen niemals ineinander über, geschweige, daß sie fortlaufende Reihen wie bei der vorigen Art bilden.

Auch diese Form zeigt nur gegen den Außenrand hin Andeutungen von Schichtung und ist sonst ganz akrogen aufgebaut. Hier am Außenrand sieht man an einzelnen Stellen auch, allerdings nur mit scharfer Lupe, das poröse Gefüge, welches die Gattung charakterisiert.

Infolge der großen Zartheit ihrer Skelettelemente und der oberflächlichen bogenförmigen Furchen, welche zwischen ihnen verlaufen, ist diese Form weder mit der vorhergehenden noch mit einer anderen fossilen *Hydractinia* artlich zu vereinigen. Ob ihre eigenartige Gestalt eine reine Zufälligkeit ist oder ob sie damit zusammenhängt, daß sie einen *Hipponyx* oder einen Korallenrest überrindet hat, muß ich um so mehr dahingestellt sein lassen, als sich auch hier jede weitere Präparation aus den bei der vorhergehenden

Art angeführten Gründen verbot. Seltsam wäre ohnehin die Auswahl von festsitzenden Formen als Substrat für eine Formgruppe, welche im allgemeinen das Umhergetragensein so zu bevorzugen scheint, wie gerade Hydractinien. Aber einmal nehmen Einsiedlerkrebse auch wohl Formen als Wohnung an, welche sonst regelmäßig unbeweglich festsitzen, und andererseits sollen nach VINASSA[16]) unter den lebenden Hydractinien sowohl die Mittelmeerform *H. echinata* FLEMING als auch die nordamerikanische *H. polyclina* L. AGAS. sich auf Felsen und untermeerischen Klippen ansiedeln.

2. Über ein Erscheinen mesozoischer Typen in der Korallenfauna des mediterranen Alttertiärs.

Die Korallenfauna des Alttertiärs zeigt im großen und ganzen ein recht modernes Gepräge. Man kann in der Gattung *Stylocoenia* Anklänge an die Stylinen des Mesozoikums, in *Mesomorpha* PRATZ Beziehungen zu den Thamnastraeen der Oberen Kreide erblicken. Aber im großen und ganzen treten uns doch Erscheinungen entgegen, welche wir in unseren heutigen Riffen noch beobachten können, und die Ähnlichkeiten und Zusammenhänge liegen weit mehr auf der Seite der Jetztzeit als auf derjenigen der verflossenen Periode. Das Auftreten solcher älteren Typen, welche die Fühlung mit der Vergangenheit übernehmen, in alttertiären Korallenbildungen dürfte daher vielleicht nicht ganz ohne Interesse sein. Mir liegt derartiges schon seit einer Reihe von Jahren vor aus dem Obereocän der südlichen Herzegowina, wie aus dem Priabonien der Westalpen. Es erinnert die neue Gattung *Ewaldocoenia*, welche vielleicht mit dem nie bildlich dargestellten Genus *Triphyllocoenia* D'ORB. zusammenfallen könnte, an die Heterocoenien und Cryptocoenien der Kreide, und ebenso liegt eine neue Art aus sicherem Eocän vor von der bisher ausschließlich kretazischen, in ihren Verwandtschaftsbeziehungen noch ganz dunklen Gattung *Aulopsammia* REUSS.

Ewaldocoenia n. g.

Stöcke mit unregelmäßig gebuckelter Oberfläche, von beiden Seiten mit Kelchen bedeckt. Anheftungsstelle bisher noch nicht bekannt. Zellen ziemlich kurz, schräg nach aufwärts verlaufend; Zellwandungen sehr kräftig und dick,

---

[16]) a. a. O., S. 25 und 26.

aber fast an jedem Kelch von einzelnen groben Poren durchbohrt, dicht aneinandergeschlossen, ohne jede Spur eines Coenenchyms, so daß dadurch die Oberfläche des Stocks einen wabenartigen Charakter besitzt. In das Innere der sich nach unten etwas verengenden Zelle verlaufen sehr kräftige, pfeilerartige Septen, die nur wenig vorspringen und deren freier Rand sicher ungezähnelt ist. Von diesen sind bei jugendlichen Individuen nur drei, bei älteren noch weitere drei vorhanden, welche dann aber schwächer und kürzer bleiben. Die Kelchform ist nur selten regelmäßig, nach der einen oder anderen Dimension hin etwas ausgezogen. Die Sprossung ist eine interkalyzinale.

Diese Korallengattung scheint unter den lebenden Formen keine Analoga zu besitzen und ausschließlich mesozoische Verwandtschaftsbeziehungen zu zeigen. Sie erinnert in ihrem Septalapparat an *Heterocoenia* MILNE EDWARDS & HAIME[17]), entfernt sich aber von dieser Gattung wiederum durch das gänzliche Fehlen des Coenenchyms und die Unregelmäßigkeit in der Gestalt der Kelche. Auch die Gattung *Cryptocoenia* D'ORBIGNY[18]) wäre vielleicht in Formen wie *C. neocomiensis* D'ORB. zu vergleichen, doch ist auch hier die Gestalt der Kelche regelmäßiger und eine viel größere Zahl von Septen (3 Zyklen) entwickelt.

Die einzige Art dieser neuen Gattung, in welcher die artlichen Merkmale sich bisher mit den generischen decken, ist

Ewaldocoenia HAWELKAI. n. sp.
(Taf. IV, Fig. 2 und Textfigur 1.)

Diese Form lag mir zuerst aus dem Obereocän der südlichen Herzegowina von der Strecke zwischen Gacko und Lukavač vor, wo sie Herr V. HAWELKA sammelte und mir 1913 mit anderen Materialien zur Bearbeitung einsandte. Ich fand sie dann später, ebenfalls in nur einem Stück, unter den noch unbestimmten Beständen des Museums für Naturkunde, und zwar unter den Materialien der EWALDschen Sammlung; EWALD hatte sie selbst, anscheinend auf seinen gemeinschaftlichen Reisen mit BEYRICH, in den Westalpen an den Cases de Faudon bei Ancelles aufgelesen. Trotzdem die Fauna des Priabonien der Westalpen

---

[17]) Hist. nat. d. Cor. II, S. 282.

[18]) E. DE FROMENTEL, Introduction à l'étude des Polypiers fossiles, Paris 1858—61, Seite 197.

bekanntlich zuerst von HÉBERT und RENEVIER[19]), später von TOURNOUER[19a]) und letzthin von BOUSSAC[19b]), hier allerdings unter Übergehung der Korallen, eingehend bearbeitet worden ist, kann ich mich nicht entsinnen, daß von diesen Autoren irgend etwas aufgeführt wird, was auch unter irrtümlicher Bestimmung auf unsere Form schließen ließe.

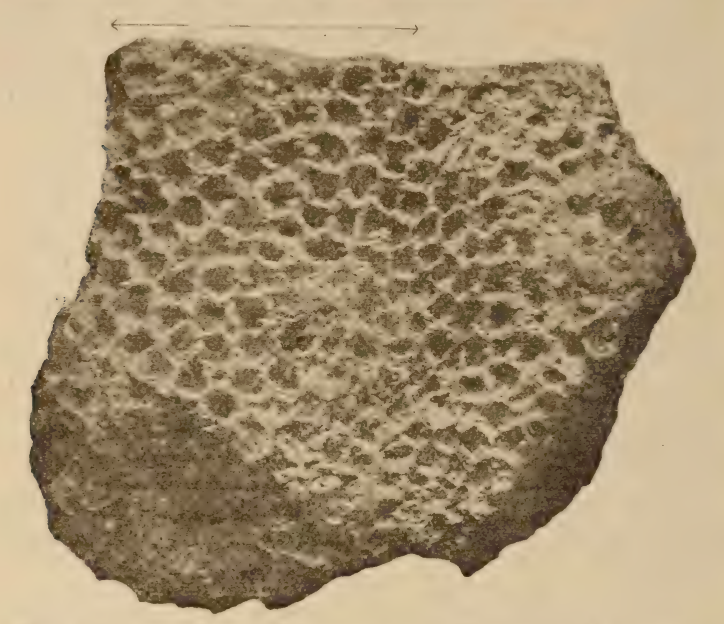


Fig. 1. *Ewaldocoenia* HAWELKAI n. sp. Obereocän (Auversien) zwischen Gacko und Lukavač, S. der Herzegowina.

Die einzige Art, die hier allenfalls in Frage kommen könnte, wäre die *Triphyllocoenia excavata* D'ORB.[20]), von der ALC. D'ORBIGNY a. a. O. schreibt: „C'est une *Astrocoenia* sans columelle saillante, à calices très-profonds, pourvus de trois cloisons. Espèce remarquable, probablement dendroide." Das könnte teilweise auf unsere Type passen, aber der auf die

---

[19]) Description des fossiles du terrain nummulitique supérieur des environs de Gap, des Diablerets et de quelques localités de la Savoie. Bull. de la Soc. de Statistique du département de l'Isère. II. Serie, Vol. 3. Grenoble 1854.

[19a]) Note sur les fossiles tertiaires des Basses Alpes, recueillis par M. GARNIER. B. S. G. F. XXIX, 1873, S. 492 ff.

[19b]) Recherches paléontologiques sur le Nummulitique alpin. Paris 1911.

[20]) PRODROME, II, S. 404, Nr. 1275.

Kolumella bezügliche Satz ist unklar, man weiß nicht, ob *Triphyllocoenia* nur keine hervortretende Kolumella besitzen soll oder deren überhaupt entbehrt. Anderseits schreiben MILNE EDWARDS und HAIME[21]), die anscheinend die Originalexemplare D'ORBIGNYS in Händen hatten: „Mais il (scil. le genre *Triphyllocoenia*) a été établi sur des exemplaires très-altérés qui ne montrent pas ce caractère d'une manière nette et qui, peut-être, appartiennent à la *Stylocoenia emarciata*." Demnach würde eine Beziehung unserer Formen auf *Triphyllocoenia* D'ORB. doch immerhin noch recht gewagt erscheinen. Wir ziehen es daher vor, einen neuen generischen Schnitt unter neuem Namen zu errichten.

Beide Formen, diejenige EWALDS aus den Westalpen und die unsrige aus der Herzegowina, sind im Alter nicht allzu sehr voneinander verschieden und lassen sich artlich nicht voneinander trennen. Die Stücke sind annähernd gleich groß; dasjenige der Herzegowina hat einen Durchmesser von 42×46 mm und eine Dicke von 18 mm; an dem Exemplar von Faudon sind die betreffenden Dimensionen 41 mm und die Dicke beträgt etwa 15 mm. In beiden Fällen handelt es sich um die Endglieder seitlich zusammengedrückter Zweige, deren Oberfläche mit leichten Buckeln versehen ist und die von allen Seiten mit Zellen bedeckt sind. Der Durchmesser der Zellen beträgt 2—4 mm.

Bisher stehen diese Korallen, wie erwähnt, unter den alttertiären Formen gänzlich isoliert da; auch die Beziehungen zu Stylinaceen, wie *Heterocoenia* und *Cryptocoenia*, sind doch noch ziemlich entfernt und befriedigen mich nicht nach jeder Richtung hin. Vielleicht liegt aber in den Sammlungen noch Material, das weitere Aufklärungen bringen könnte und jetzt vielleicht eher verständlich wird als vor der Niederschrift meiner einschlägigen Beobachtungen.

Aulopsammia eocaenica n. sp.

(Taf. IV, Fig. 1 und Textfigur 2.)

Die Koralle bildet lockere Überzüge, die in unserem Fall in der Ausdehnung von je 5 cm die Unterseite von *Mesomorpha Schweinfurthi* PRATZ bedecken. Auf einem von groben Poren durchsetzten Maschenwerk erheben sich die kleinen Kegel der Einzelzellen in einer Entfernung von etwa 4 mm voneinander aus der Masse heraus, bleiben aber

[21]) Hist. nat. des Cor., II, S. 254.

meist so niedrig, daß sie kaum mehr als 1 mm über die Oberfläche hinausragen. Der Durchmesser der Einzelzelle, einschließlich der sehr dicken Wandung, beträgt über 1½ mm. Die Wand selbst ist außen von groben Poren durchbohrt. In der Randregion des Kelches finden sich nur an ganz unverletzten Kelchen in der Gestalt von Knoten Spuren des Septalapparats, der dann auch etwas in das Lumen der Zelle hineinzuragen scheint. Nach außen hin löst sich die coenenchimatöse Grundmasse des Stockes gelegentlich in einzelne Stränge auf, in denen die Kelche dann tief eingesenkt liegen, während an anderen Stellen sich die



Fig. 2. *Autopsammia eocaenica* n. sp. auf *Mesomorpha Schweinfurthi* Pratz. Obereocän (Auversien) zwischen Gacko und Lukavač, S. der Herzegowina.

Einzelzellen stärker erheben und hier bis zu 3 mm Länge erreichen können. Bei diesen letzteren Kelchen läßt sich in zahlreichen Fällen mit aller Deutlichkeit ermitteln, daß die Außenwand gerippt ist. Es sind etwa 16 Rippen vorhanden, die sich in der Stärke nur wenig unterscheiden und von etwas schmäleren Zwischenräumen getrennt werden. Sie sind ziemlich flach, ragen nur wenig hervor und lassen unter scharfer Lupe eine Knotung erkennen. Sie haben im kleinen eine unleugbare Ähnlichkeit mit *Cladocora*-Zweigen.

Diese seltsame Koralle dürfte wohl sicher zu der Gattung *Aulopsammia* REUSS[22]) gehören, mit der sie in allen wesentlichen Kennzeichen übereinstimmt; sie setzt also diese Kreidegattung bis in das Obere Eocän fort. Die Abbildung bei REUSS[23]) könnte in den meisten Punkten auch für unsere alttertiäre Art gelten. An Unterschieden wären im wesentlichen nur hervorzuheben die noch geringere Ausbildung der Septen bei der alttertiären Art und die größere Länge, die die Einzelzellen erreichen können, wie ihre Berippung.

Von Aulopsammien wurden in neuerer Zeit noch einige weitere Arten aus der Gosau durch J. FELIX beschrieben[24]), ohne daß man hier indessen eine Ansicht über die systematische Stellung dieser interessanten Form findet, die dem Verfasser, wie er selbst[25]) schreibt, „noch zweifelhaft geblieben ist", und dies sei der Grund, weshalb er die Gattung nur anhangweise aufführe. Im übrigen unterscheiden sich die von FELIX neu eingeführten Formen nur sehr unbedeutend von der alten REUSS'schen Art, und auch die guten mikroskopischen Bilder, die die Beschreibung begleiten, geben leider gar keinen Fingerzeig für die systematische Stellung dieser Form.

Über die Verwandtschaftsbeziehungen von *Aulopsammia* REUSS scheinen überhaupt bisher wenig Untersuchungen vorzuliegen; so scheint die von REUSS schon seinerzeit aufgeworfene Frage, ob seine Gattung vielleicht identisch sei mit der von W. LONSDALE[26]) aufgestellten Gattung *Epiphaxum* aus der englischen Oberen Kreide, seither von keiner Seite wieder aufgenommen zu sein, trotzdem die Lösung dieser Frage sowohl nach der geologischen als auch nach der paläontologischen Seite hin nicht ganz bedeutungslos sein müßte. MILNE EDWARDS und HAIME haben in ihrer „Histoire naturelle des coralliaires" beide Gattungen überhaupt nicht zitiert, ebenso gibt DUNCAN in seiner Monographie der britischen

---

[22]) Beiträge zur Charakteristik der Kreideschichten in den Ostalpen, Denkschr. d. Wiener Akad. der Wissensch. m.-n., Klasse VII, 1854, S. 129, Taf. X, Fig. 11—13.

[23]) Taf. X, Fig. 12.

[24]) Die Anthozoen der Gosauschichten in den Ostalpen. Palaeontogr. 49, 1903, S. 356—359.

[25]) a. a. O., S. 56.

[26]) In FREDERIC DIXON: Geology and Fossils of the tertiary and cretaceous formations of Sussex, London 1850, S. 261, T. XVIII, Fig. 35—37.

fossilen Korallen[27]) beide nicht an. Und der gleiche Autor beschränkt sich in seiner „Revision"[28]) an einer recht versteckten Stelle auf den Satz von lapidarer Kürze: „*Aulopsammia* REUSS is not a Madreporarian", was natürlich kein Beweis ist. ZITTEL führt in seinem Handbuch der Paläontologie (I, S. 42) *Aulopsammia* REUSS unter den Eupsammiden an, ist aber ebenso zweifelhaft, ob diese Stellung angemessen ist, wie hinsichtlich der Identität des Gattungsbegriffs mit *Epiphaxum* DIXON, wie er, nicht ganz korrekt, schreibt. Es wären also hier weitere, diesem Gegenstand allein gewidmete Untersuchungen wohl angebracht.

3. Über eine neue *Cyathoseris* (*C. pachypetala* n. sp.) aus dem Eocän von Barcelona.

Des wiederholten hatte ich im Anschluß an die Publikation von J. FELIX[29]) Gelegenheit, den eocänen Korallen der Provinz Barcelona in dieser Zeitschrift einige Zeilen zu widmen[30]). Im Zusammenhang mit diesen Untersuchungen sandte mir nun Herr Prof. Dr. FELIX vor einigen Jahren eine *Cyathoseris* zu, welche er als bemerkenswert erkannt hatte, an deren näherer Betrachtung er aber voraussichtlich durch dringendere Arbeiten gehindert sein würde. Die Beschreibung dieser neuen Form, welche mir schon seit längerer Zeit druckfertig vorliegt, endlich zu geben, ist der Zweck dieser kurzen Mitteilung.

Cyathoseris pachypetala n. sp.
(Textfigur 3—4.)

Fundort: Barcelona, Antigua Ciudad de Jespus, Eocän. (Coll. J. FELIX in Leipzig.)

Der Korallenstock bildet einen flachen Teller von 153 mm Breite und der geringen Höhe von nur 45 mm. Er saß an einer breiten Anheftungsstelle fest. Der Stiel ist sehr kurz, und die Ausdehnung erfolgt dann ziemlich in einer Ebene. Die Unterseite ist epithekfrei und trägt neben einigen unregelmäßigen Einschnürungen zahlreiche verhältnismäßig

---

[27]) London (Palaeontographical Society) 1866.
[28]) Journal of the Linnean Society 1884, S. 177.
[29]) Über eine untertertiäre Korallenfauna aus der Gegend von Barcelona. Palaeontographica 56, 1909, S. 113 ff.
[30]) Vgl. 1910, Monatsber. 2, S. *129* ff. und 1911, Monatsber. 6, S. *329* ff.

schwache Rippen, deren Körnelung meist abgerieben, in jedem Fall aber stets sehr zart ist.

Die Oberseite ist fast flach, nur am Rande leicht gebogen und gelegentlich etwas eingebuchtet, auf der einen Seite in der Mitte etwas mehr vertieft als auf der anderen, aber auch hier nur sehr unbedeutend. Die auffallend star-



Fig. 3. *Cyathoseris pachypetala* n. sp., auf $^{5}/_{8}$ verkleinert. Eocän von Barcelona.

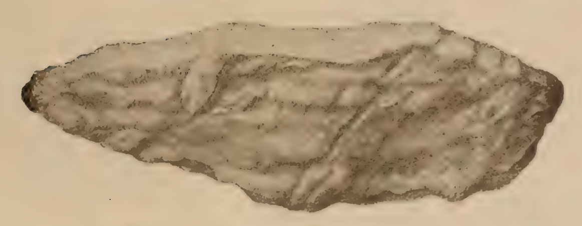


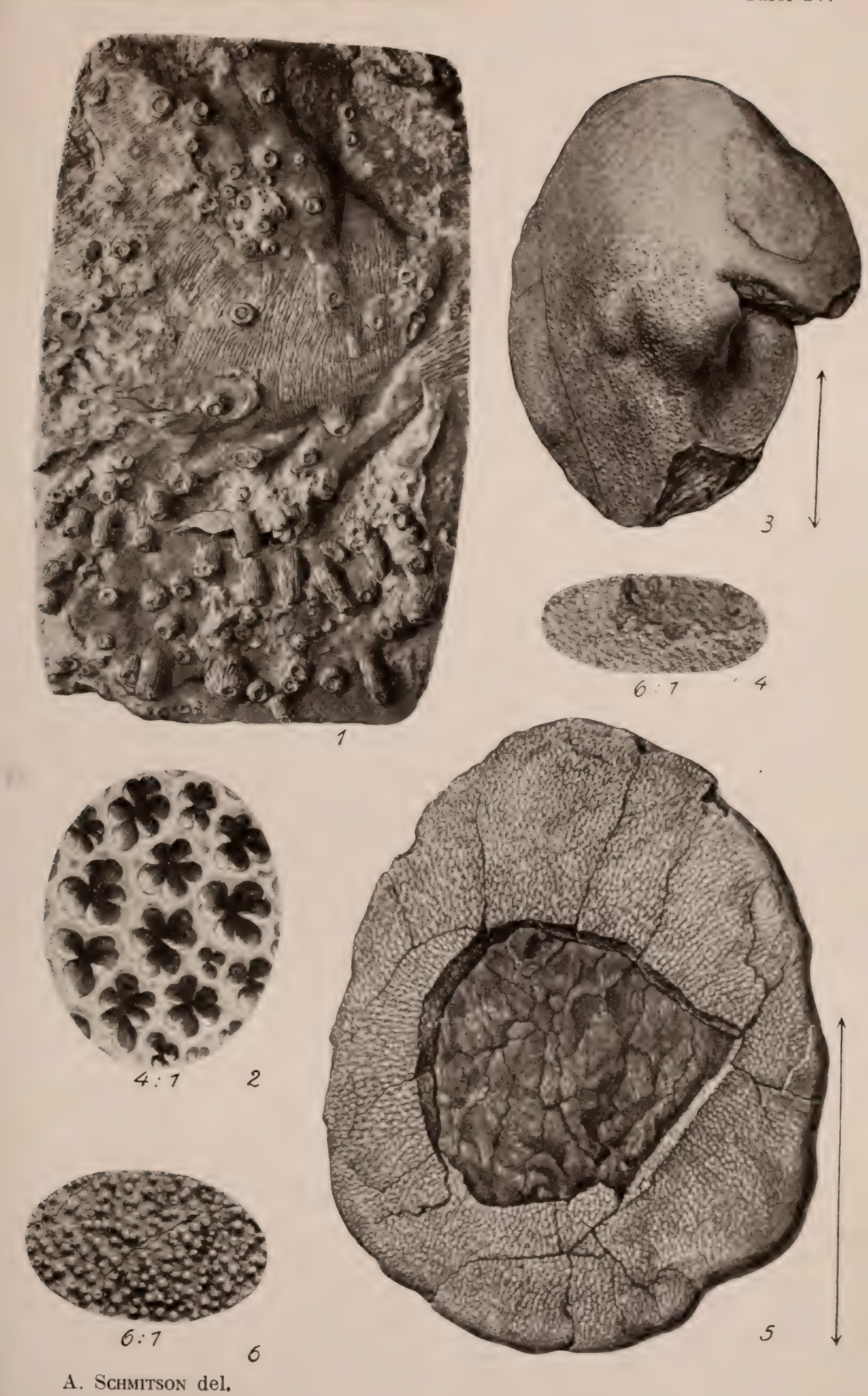
Fig. 4. Dieselbe, Profilansicht.

ken Septocostalien nehmen auch hier den Hauptraum ein. Die immer verhältnismäßig großen Kelche stehen ziemlich zerstreut. Die Mitte nimmt ein mächtiger Zentralkelch ein, welcher etwas elliptisch ist und, wenn man seine erhabenen Ränder berücksichtigt, einen Durchmesser von 24:30 mm besitzt. Die wohl ausgebildete, weit offene Mund-

spalte ist gleichfalls ausgesprochen elliptisch. An diesem Kelch zählt man etwa 36 Septen, die nahezu gleich groß sind, die verhältnismäßig sehr breit werden und mehrere Reihen von Körnern auf ihrem breiten Dach tragen. Die ersten Tochterzellen stellen sich nun schon in ziemlicher Nähe dieses Zentrums ein. Sie sind aber nur in der geringen Zahl von fünf entwickelt. Der nächste unvollständige Kreis liegt in der Entfernung von etwa 50 mm, wenn man die Zentren der beiden Kelche dabei berücksichtigt. Es folgt dann noch ein ganz peripherer Kranz, dessen Elemente aber sehr zerstreut und unvollständig sind. Während im allgemeinen die Zellen ziemlich weit voneinander entfernt sind, sieht man an einzelnen Stellen des Stockes Gruppen, die in lebhafter Teilung begriffen und infolgedessen einander sehr genähert stehen. Der Durchmesser der einzelnen Individuen schwankt dabei ebenso wie ihre Gestalt, die gelegentlich wohl kreisförmig ist, sich aber doch im Durchschnitt mehr der Ellipse nähert. Häufig sind die Zellen dadurch unvollständig, daß die Septocostalien nur nach zwei Seiten verlaufen und in den anderen Richtungen nicht zur Ausbildung gelangen. Auch an den jüngeren Kelchen sind die Septocostalien auffallend massig entwickelt und untereinander nahezu gleich. Sie sind meist nur in zwei Zyklen vorhanden und tragen auf ihrem Rücken je drei bis fünf Rippen, welche die Verbindung der Körner am freien Septalende darstellen.

Diese Form zeichnet sich gleichmäßig aus durch die robuste und plumpe Beschaffenheit ihrer Septocostalien, die Breite der Mundspalten an den Einzelkelchen, wie die geringe Zahl der in großen Entfernungen angeordneten Einzelkelche. Durch die Summe dieser Merkmale unterscheidet sie sich ebenso bestimmt von den übrigen bisher aus dem Eocän von Barcelona bekannten *Cyathoseris*-Arten wie von denjenigen des Friauls und der übrigen venetianischen Vorkommnisse. Auch aus anderen Tertiärlagern ist mir nichts Ähnliches bekannt geworden.

[Manuskript eingegangen am 2. Dezember 1918.]



A. SCHMITSON del.



5. Transgressionen, Regressionen und Faziesverteilung in der Mittleren und Oberen Kreide des Beckens von Münster*).

Von Herrn RICHARD BÄRTLING in Berlin.

(Hierzu Tafel V—VII und 3 Tabellen im Text.)

Einleitung.

Seit den klassischen Arbeiten von A. und F. RÖMER, CLEMENS SCHLÜTER, H. v. DECHEN und v. STROMBECK über die Ausbildung der oberen Kreide im Becken von Münster ist unsere Kenntnis durch eine sehr große Zahl wichtiger Arbeiten ständig erweitert worden. Mit Rücksicht auf den sehr beschränkten, zur Verfügung stehenden Raum muß ich auf die Beifügung eines genauen Literaturverzeichnisses[1]) verzichten, unter der großen Zahl neuerer Autoren, möchte ich nur an die Namen G. MÜLLER, P. KRUSCH, TH. WEGNER, JOH. BÖHM und H. STILLE erinnern. Trotz dieser Fülle der Literatur sind nach der Zeit von SCHLÜTER und v. DECHEN wenig Versuche gemacht, zusammenfassende Übersichten, besonders über die Faziesverteilung zu geben. Fast alle Arbeiten beschränken sich auf Teile des Beckens oder seines Randes. Abgesehen von TH. WEGNER[2]) hat nur H. STILLE[3])

---

*) Vortrag, gehalten in der Sitzung der Deutschen Geologischen Gesellschaft am 5. Mai 1920.

[1]) Ich verweise auf die Literaturübersichten von H. und M. RAUFF und ER. KAISER, Geolog.-Mineralog. Literatur des rheinischen Schiefergebirges, Verh. d. Naturhist. Vereins für Rheinland und Westfalen; ferner: Die Entwicklung des niederrheinisch-westfälischen Steinkohlenbergbaus, Bd. I, S. 269.

[2]) TH. WEGNER, Geologie Westfalens, Paderborn 1910.

[3]) H. STILLE, Zur Kenntnis der Dislokationen, Schichtenabtragungen und Transgressionen im jüngsten Jura und in der Kreide Westfalens, Jahrb. Geol. Landesanst., XXVI, Jahrg. 1905, Berlin 1908, S. 103 ff.

— Über die Verteilung der Fazies in den Scaphitenschichten der südöstlichen westfälischen Kreidemulde nebst Bemerkungen zu ihrer Fauna, ebenda, S. 140 ff.

den Bau und die Faziesverhältnisse der Kreide eines größeren Gebietes geklärt, auch er beschränkte sich dabei nur auf das Eggegebirge und Teile im Südosten des Beckens.

Die Folge dieses Mangels an zusammenfassenden Arbeiten ist, daß über die Entwicklung des Meeres in den einzelnen Zeitabschnitten selbst in diesem klassischen Lande der Kreide vielfach noch ganz unklare Vorstellungen herrschen. Noch häufig findet man namentlich in Westdeutschland die Ansicht vertreten, daß die Küsten des Kreidemeeres ungefähr mit den heutigen Verbreitungsgrenzen der Formation zusammenfallen. Ganz besonders oft hört man derartige Aeußerungen über den heutigen Südrand des großen Kreidebeckens von Münster. Diese Auffassung entspricht fast der primitiven Anschauung von Heer und anderen der alten Geologen, nach deren Darstellung die alten Küstenlinien und heutigen Verbreitungsgrenzen zusammenfallen sollten. Unsere heutige Auffassung hat diese alte Darstellung längst überholt. Für die meisten Formationen wissen wir, daß die heutigen Verbreitungsgrenzen mit den alten Küstenlinien fast nichts oder nur sehr wenig zu tun haben.

Im Becken von Münster und am Niederrhein liegen die Verhältnisse in der Tat durchaus nicht so klar, so daß man leicht zu der Auffassung kommen kann, daß die heutige Grenze mit nur ganz geringen Abweichungen mit der alten Küstenlinie des Kreidemeeres zusammenfällt, daß also das Becken von Münster eine von vornherein als gesonderte Einsenkung gebildete Bucht des offenen Kreidemeeres anzusehen ist. Diese Auffassung läßt sich jedoch nicht aufrecht erhalten, denn es ist bereits seit längerer Zeit bekannt, daß auch während der Kreidezeit epirogenetische Bewegungen in großem Umfange vor sich gingen. Diese führten dazu, daß die einzelnen Stufen der Kreide in verschiedener Weise verbreitet und dabei ganz verschieden ausgebildet sind.

Schon über dem Wealden, der bei uns in Westdeutschland, ebenso wie in anderen Gebieten vorwiegend als Süßwasserabsatz ausgebildet ist, folgen zunächst die feingeschlämmten Tone der Unteren Kreide mit ihrer Fauna von zartschaligen Muscheln und Ammoniten, also mit einer Tierwelt und einem Gesteinsmaterial, die beide auf tiefes offenes Meer schließen lassen. Aber schon im Unteren Valanginien, im Unteren Hauterivien und im Oberen Aptien setzen im W

Sandsteinbildungen und Austernbänke ein, die auf erhebliche negative Verschiebungen der Strandlinie schließen lassen. Am ausgeprägtesten werden diese Anzeichen für Küstenlinienverschiebungen in den Grünsandbildungen des Gaults und des Cenomans. Diese glaukonitischen Gesteine sind küstennahe Bildungen des flachen Meeres. Sie lassen darauf schließen, daß erneute Überflutungen weiter Landstriche durch das Kreidemeer stattfanden. Derartige Grünsandhorizonte finden sich dann bekanntlich in manchen Teilen des Beckens von Münster noch bis in das Obere Turon, den Emscher und das Senon. Die gebirgsbildenden Vorgänge hielten an bis in die Zeit des Oberen Senons. Sie prägen sich auch in den ausgedehnten Sandablagerungen aus, die diese Formation am ganzen Westrande des Beckens von Münster vertreten. Diese Bildungen stehen in engstem Zusammenhang mit dem von Herrn P. KRUSCH[4]) beschriebenen alten Preußisch-holländischen Grenzgebirge.

E. HAUG hat den Versuch gemacht, die Meere und Küsten der Kreideformation zu rekonstruieren[5]). Er kommt den tatsächlichen Verhältnissen auch für das westliche Deutschland ziemlich nahe. In manchen Einzelheiten ist aber eine Berichtigung seiner Darstellung erforderlich.

Der gegebene Ausgangspunkt für alle derartigen Arbeiten über die Mittlere und Obere Kreide im nordwestlichen Deutschland ist das Becken von M ü n s t e r. Dort haben wir in fast allen Stufen der Kreide im Innern des Beckens selbst und an seinen Rändern bemerkenswerte Unterschiede in der Fazies. Am bekanntesten hiervon sind die Verschiedenheiten des Senons am Westrande und am Ostrande des Beckens, des Cenomans der Gegend von Essen und Mülheim und der von Altenbeken, von Lengerich und von Ahaus. Ähnlich, wenn auch nicht so einfach und klar liegen die Verschiedenheiten in der Fazies des Turons und Emschers. Auch dort vollzieht sich in der Richtung von W nach O ein bemerkenswerter Wechsel, der schon v. DECHEN[6]) und F. ROEMER[7]) bekannt war, auf den aber

---

[4]) P. KRUSCH, Der Gebirgsbau im Preußisch-holländischen Grenzgebirge von Winterswijk, Weseke, Buurse usw., diese Zeitschrift **71**, 1919, Monatsberichte S. *139*.

[5]) E. HAUG, Traité de Géologie, Bd. 2, S. 1178, 1233, 1359.

[6]) v. DECHEN, Geologische und paläontologische Übersicht der Rheinprovinz und der Provinz Westfalen, Bonn 1884, S. 463 ff.

[7]) FERD. ROEMER, Geognostische Übersichtskarte der Kreidebildungen Westfalens.

später ganz besonders G. MÜLLER, P. KRUSCH[8]) und auch ich[9]) hingewiesen haben.

Dieser Wechsel in der Ausbildung der einzelnen Formationsstufen ist nicht nur an dem rund 440 km langen Rande des Kreidebeckens bekannt, sondern auch durch zahlreiche Schächte und Tiefbohrungen im Innern des Beckens festgestellt. Gerade auf diese Schächte und Tiefbohrungen ist hierbei der größte Wert zu legen. Für die im nachstehenden behandelten Untersuchungsergebnisse konnte ich rund 800 derartige Profile durcharbeiten. Bei den Tiefbohrungen sind allerdings nur die neueren sorgfältig von anderen Geologen und mir untersucht. Von den älteren Tiefbohrungen lagen mir oft lediglich die meist wenig fachmännischen Notizen der Bohrmeister vor, die sich aber im Gesamtbilde doch gut verwerten lassen, wenn man das rein Subjektive in der Auffassung des Bohrmeisters an dem einzelnen Beobachtungspunkte ausscheidet oder entsprechend vorsichtig bewertet.

Diese große Zahl von tiefgehenden Aufschlüssen ermöglicht eine so weitgehende Rekonstruktion der Verhältnisse des Kreidemeeres, wie sie in anderen Gebieten und in anderen Formationen nur sehr selten möglich ist. Der Fazieswechsel kann infolgedessen auch im Innern des Beckens mit sehr großer Genauigkeit angegeben werden und die darauf begründeten Schlüsse besitzen also große Sicherheit. Mit Hilfe dieser zahlreichen Aufschlüsse war es möglich, Mächtigkeitskurven für die einzelnen Formationsglieder zu entwerfen, die das allmähliche Anwachsen der Formationen erkennen lassen und uns deutlicher als alle anderen Hilfsmittel darauf hinweisen, wo wir die Küsten des Meeres zu suchen haben. In der Nähe der Steilküsten verkümmern die Formationsglieder in großem Umfange. Erst in einiger Entfernung von der Brandungszone der Küsten im offenen tiefen Wasser konnten sich die Schichten normal entwickeln. Die Regelmäßigkeit in der Ausbildung muß naturgemäß im allgemeinen mit der Entfernung von der

---

[8]) P. KRUSCH, Erläuterungen zu Blatt Kamen und Dortmund der geologischen Spezialkarte von Preußen, Berlin 1911, und P. KRUSCH, Der Südrand des Beckens von Münster, zwischen Menden und Witten, Jahrb. d. Geol. Landesanst. für 1909, Bd. **30**, Teil 1, S. 81 ff.

[9]) R. BÄRTLING, Über die Obere Kreide im Südosten des niederrheinisch-westfälischen Steinkohlenbeckens, Verhandl. d. Naturhist. Ver. d. preuß. Rheinlande u. Westfalens, Bd. **65**, 1908, D., S. 18 ff.

Küste zunehmen. Gerade diese Mächtigkeitskurven sind daher eines der wichtigsten Hilfsmittel, die Lage der Küsten und die Gestaltung des Meeresbodens zu rekonstruieren und Land und Meer jener längst versunkenen Perioden mit verhältnismäßig großer Genauigkeit wieder vor unseren Augen erstehen zu lassen.

Die Untere Kreide.

Während die Untere Kreide am ganzen Südrande des Beckens von Münster ebenso wie die paläozoischen und mesozoischen Formationen vom Oberkarbon aufwärts fehlen, sind alle diese Formationen bekanntlich am Nordrande des Münsterschen Kreidebeckens in großer Regelmäßigkeit und normaler Ausbildung vorhanden. Bevor die Tiefbohrungen im Innern des Beckens von Münster ausgeführt wurden, hatte L. CREMER hieraus den Schluß gezogen, daß auch im Untergrunde des Münsterschen Kreidebeckens alle die Formationsstufen, die am Nord- und Ostrande auftreten, vorhanden sein müßten, die sich allmählich, mit den ältesten anfangend, eine nach der anderen nach S auskeilen sollten. Die zahlreichen Tiefbohrungen brachten aber das überraschende Ergebnis, daß abgesehen von der Umgebung des Rheintalgrabens bis in die Gegend von Münster keine Spuren von älteren Formationen als Cenoman vorhanden sind. Das bestätigt den Schluß, den H. STILLE aus den Lagerungsverhältnissen der Kreide in der Südostecke des Beckens von Münster, südlich von Altenbeken zog, daß sich im Untergrunde des Beckens von Münster, verhüllt von der Oberen Kreide, ein sehr starker Abbruch durchziehen müßte, der die Grenze aller dieser Formationen darstellt. STILLE[10]) bezeichnet diesen bedeutenden Bruch als den Borlinghauser präkretazeischen Abbruch.

Die Untere Kreide beginnt, wie bereits oben erwähnt, in ihrer marinen Ausbildung durchweg mit feingeschlämmten Tonen, in denen sich zwar sowohl im petrographischen Charakter als auch in der Tierwelt Anzeichen vorfinden, die darauf schließen lassen, daß eine Küste in nicht großer Entfernung vorhanden war.

Dafür spricht auch das ziemlich häufige Vorkommen von wohlerhaltenen Teilen von Landpflanzen in Sandsteinen, Tonen und in besonders guter Erhaltung in den Sphärosideriten. Trotzalledem müssen wir aber annehmen,

[10]) H. STILLE, a. a. O., S. 106 ff.

daß von diesen Bildungen wenigstens die Tone im Valanginien, Hauterivien und Barremien mit ihren zartschaligen Ammoniten im offenen, tiefen Meere abgelagert sind. Der Borlinghauser Abbruch, den ich als Münsterländischen Hauptabbruch bezeichne, hat sicher schon am Ende der Jurazeit bestanden, hat aber während der ganzen Zeit der Unteren Kreide in einzelnen Phasen der Epirogenese an Ausmaß bedeutend zugenommen. Die verschiedenen Ausbildungsformen der Unteren Kreide im Eggegebirge, am Osning, und am Westrande des Beckens zwischen Bentheim und Stadtlohn deuten darauf hin, daß die Bewegungen an diesem Abbruch während der Unteren Kreidezeit und die daraus sich ergebende Form des Beckens und der Küsten nicht überall gleichmäßig vor sich gingen. Besonders deutet im NW das Vorkommen des Bentheimer Sandsteins im Unteren Valanginien, des Gildehäuser Sandsteins im Unteren Hauterivien und des Rothenbergsandsteins im Gault im Wechsel mit den zwischengelagerten Tonen auf verschiedene Senkungs- oder Hebungsvorgänge hin.

Ich möchte auf die Faziesverteilung der Unteren Kreide und die sich daraus für das Becken von Münster ergebenden Strandlinienverschiebungen in dieser Periode in einem besonderen Aufsatze eingehen, möchte aber hier schon darauf hinweisen, daß die Konstruktion des Münsterländischen Hauptabbruchs auf den Fazieskarten der Mittleren und Oberen Kreide (Tafeln V—VII) mit der Faziesverteilung in der Unteren Kreide durchaus in Einklang steht.

In der Periode des Barremiens und Aptiens sind alle küstennahen Bildungen im NW wieder verschwunden, trotzdem müssen wir aber annehmen, daß die Küste nicht allzufern gelegen haben kann, obwohl die Tierwelt lediglich für offenes tiefes Wasser spricht. Wir finden nämlich am Westrand des Beckens von Münster in dieser Stufe in großer Verbreitung Toneisensteinkonkretionen, die vielfach Quarzgerölle enthalten. Diese Quarzgerölle sind stellenweise erbsengroß und vollkommen abgerollt. Mit ihnen zusammen findet man nicht selten Treibholzstücke und guterhaltene Blattreste von Landpflanzen. Auch zu dieser Periode kann also die alte Küste nicht weit entfernt gewesen sein. Das Fehlen aller Strandbildungen führt aber zu dem Schluß, daß wahrscheinlich eine sehr bedeutende Vertiefung entlang dem Münsterländischen Abbruch eingetreten ist.

In ähnlicher Weise müssen wir uns die Meeresverhältnisse auch noch zur Zeit des Unteren Gault vorstellen. Die tonigen Bildungen dieser Stufe mit *Hoplites tardefurcatus* und die Sandsteine mit *Acanthoceras Martini* zeigen genau die gleiche Ausbildung wie die ähnlichen Ablagerungen des Hauteriviens und des Aptiens. Auch zu jener Zeit müssen also, da die Sandsteine sich bis südlich von Altenbeken verfolgen lassen, die Verhältnisse des Meeres und der Küsten annähernd die gleichen geblieben sein.

Erst darüber setzt eine neue Überflutung ein, die sich durch die in großer Verbreitung vorkommenden „Gault-Grünsande" zu erkennen gibt. Am Ostrande des Münsterschen Beckens sind diese Grünsande von Borgholtshausen bis südlich von Altenbeken verbreitet. Am Westrande kennen wir sie in geschlossener Decke von der Gegend von Alstätte (nordwestlich von Ahaus) bis in die Gegend von Weseke, Oeding und Winterswijk. Verbindet man diese Punkte miteinander, so sollte man annehmen, daß die Gault-Grünsande auch im Innern des Beckens von Münster bis zur Gegend von Drensteinfurt und Lüdinghausen vorhanden sein müssen. Die zahlreichen Tiefbohrungen haben aber ergeben, daß bis in die Gegend von Münster keinerlei Spuren des Gault-Grünsandes vorhanden sind, nur in der Nähe des Westrandes greifen diese Grünsande weiter nach S in das nur von Bohrungen erschlossene Gebiet aus, aber auch hier sind sie mit Sicherheit nur an zwei Stellen im Innern des Beckens nachgewiesen. v. DECHEN[11]) beschreibt ein Vorkommen derartiger Grünsande mit *Belemnites minimus* und *Hoplites Deshayesi* LMK. in einer Bohrung bei Hünxe an der unteren Lippe zwischen Dorsten und Wesel. Ich selbst habe ein derartiges Vorkommen aus der Tiefbohrung Trier IX beschrieben[12]). Dort fanden sich unter Grünsanden mit der Fauna des Unteren Cenomans Grünsande, die petrographisch nicht von dem „Essener Grünsand" zu unterscheiden waren, mit *Inoceramus concentricus*. Es ist wahrscheinlich, daß diese Grünsande in jener Gegend eine

---

[11]) v. DECHEN, Geologisch-paläontologische Übersicht usw., S. 5 und 463.

[12]) R. BÄRTLING, Über ein neues Vorkommen von Oberem Gault in einer Tiefbohrung in der Lippemulde des niederrheinisch-westfälischen Steinkohlenbeckens, diese Zeitschr., Bd. **60**, 1908, Monatsberichte S. *188*.

ziemlich große Verbreitung haben, sie waren jedoch bei dem Mangel an Versteinerungen in anderen Fällen nicht vom Cenomangrünsand zu trennen. Hierfür spricht der Umstand, daß im südlichen Teile des Westrandes des Münsterschen Beckens die an der Basis der Oberen Kreide auftretenden Grünsande eine außerordentliche Mächtigkeit besitzen. Während in der Gegend von Marl die Mächtigkeit der Grünsande zwischen 8 und 20 m schwankt, steigt die Mächtigkeit westlich von Dorsten bis zu 52 m. Sie beträgt z. B. im Schacht der Zeche Fürst Leopold 21,5 m, in den Bohrungen Gahlen I—III 40—44 m, in der Bohrung Bruckhausen 18 50 m, Hiesfeld 23 sogar 52 m. Ebenso bedeutende Mächtigkeiten dieser Grünsande an der Basis der Mittleren Kreide sind auch nördlich der Lippe auf dem Meßtischblatte Raesfeld festgestellt. In den Trierbohrungen steigt hier die Grünsandmächtigkeit auf 41 m, in der Bohrung Lothringen 3 erreicht sie mit 59 m das Maximum.

Diese außerordentlich große Zunahme der Mächtigkeit der Grünsande an der Basis des Cenomans spricht dafür, daß wahrscheinlich ein Teil dieser Grünsande noch der Unteren Kreide zuzurechnen ist. Ein zuverlässiger Beweis hierfür ist jedoch nicht zu erbringen, wenn man nicht die Tatsache dafür gelten lassen will, daß in der Bohrung Trier IX, die sehr genau untersucht werden konnte, von dem gesamten Grünsandvorkommen nur die obersten 27 m auf Grund der Versteinerungsfunde dem Cenoman zugewiesen werden konnten, während das darüber hinausgehende, ebenfalls auf Grund sicherer Versteinerungsfunde, als Gault-Grünsand bestimmt wurde.

Nach der Beschreibung v. Dechens sind in der Bohrung Hünxe die Ablagerungen der Unteren Kreide unter dem Essener Grünsand durch dunkle Tone vertreten, in denen 21 m tief gebohrt worden ist. Es ist wahrscheinlich, daß diese dunklen Tone in anderen Bohrungen nach den Angaben des Bohrmeisters vielfach zum Grünsand gerechnet sind, da die Bohrtechniker unter dem Grünsand entweder das Steinkohlengebirge oder die auffallend rotgefärbten Schichten des Buntsandsteins erwarteten.

Auf Grund dieser Beobachtungen und Erwägungen ist die wahrscheinliche Südgrenze der Gault-Grünsande auf der Übersichtskarte (Tafel V) konstruiert.

Am Westrande des Beckens von Münster tritt über dem Grünsand mit *Belemnites minimus* der Flammenmergel mit der sehr häufig vorkommenden *Aucellina*

gryphaeoides auf. Da andere Fossilien außer dieser Muschel im Flammenmergel selten sind, so ist fast überall, wo der Flammenmergel auftritt, die Grenze zwischen Gault und Cenoman zweifelhaft, da bekanntlich die *Aucellina gryphaeoides* auch im Unteren Cenoman nicht selten vorkommt. Ob in Tiefbohrungen innerhalb des Münsterschen Beckens Flammenmergel erbohrt sind, ist nicht mit Sicherheit zu entscheiden. Es ist jedoch nicht ausgeschlossen, daß gewisse Schichten in der Gegend von Dorsten und Raesfeld, die unter dem Cenoman-Grünsand auftreten, hierhin zu rechnen sind. So wurden beispielsweise in der Bohrung Lothringen VII und X und Augustus V und VII unter dem Cenoman-Grünsand Schichten erbohrt, die als „graue sandige Mergel", „graue kieselige Mergel" oder auch „graue mergelige Sandsteine" bezeichnet wurden. Ähnliche Gesteine sind auch in der Bohrung Springsfeld IX und Schermbeck aufgefunden. Ob diese wirklich dem Flammenmergel entsprechen, oder als die Äquivalente des tiefsten Cenomans anzusehen sind, vermag ich nicht zu entscheiden, da mir Proben dieser Gesteine und vor allen Dingen Versteinerungen nicht vorgelegen haben. Unwahrscheinlich ist aber, daß hier der Cenoman-Grünsand nicht wie sonst an der Basis des Cenomans liegen sollte.

Ähnliche Gesteine treten auch in einigen Bohrungen der Gegend von Lüdinghausen und Ascheberg auf. Hier finden sich an der Basis des durch Versteinerungen belegten Essener Grünsandes, z. B. in der Bohrung Lüdinghausen XVI 8,4 m grauweiße Kalke, unter denen wieder 2,0 m versteinerungsfreie Glaukonitmergel mit Phosphoritknollen auftraten. In der Bohrung Lüdinghausen 33 folgte unter dem sicheren Essener Grünsand 3,0 m heller, sehr fester sandiger Mergel ohne Versteinerungen und 1 m Grünsand mit Phosphoritknollen. Ob diese ganz isolierten Funde Reste von Flammenmergel und Minimus-Grünsand sind, ist bei dem Fehlen jeglicher Versteinerung ebenso wenig zu entscheiden, wie bei einem ähnlichen Vorkommen von hellen sandigen Mergeln in der staatlichen Bohrung S e n d e n bei Appelhülsen. In diesen Schichten fand sich hier nur *Aucellina gryphaeoides*, die bis in die Schichten mit *Schloenbachia varians* hinaufging. Es besteht also weder petrographisch noch faunistisch ein Unterschied zwischen diesen zweifelhaften Schichten an der Basis des Cenomans und dem Unteren Cenoman. Diese Bohrung spricht also mit großer Wahrscheinlichkeit dafür, daß die Zurechnung dieser zweifelhaften Schichten zum

Cenoman gerechtfertigt ist. Mit dem Auftreten von Flammenmergel außerhalb der Verbreitungsgrenze des Gault-Grünsandes ist also nicht zu rechnen. Diese Beobachtung deckt sich im übrigen mit der Feststellung von R. WINDMÖLLER aus der Gegend von Lengerich, wo die *Aucellina gryphaeoides* ebenfalls noch zusammen mit der *Schloenbachia varians* im Mittleren Cenoman vorkommt[13]).

Auf die Konstruktion von Mächtigkeitskurven der Unteren Kreide habe ich an dieser Stelle verzichten müssen, da die Beobachtungen über die Ausbildung dieser Schichten, namentlich im nordwestlichen Teile des Teutoburger Waldes und der Fortsetzung dieser Schichten über Ochtrup, Alstätte bis nach Stadtlohn und Winterswijk noch zu lückenhaft sind.

Die Mittlere Kreide.

Im Gegensatz zu der sonst in Deutschland üblichen Einteilung der Kreide in eine Untere und Obere Stufe halte ich eine Dreiteilung, wie sie namentlich in der französischen Literatur durchgeführt wird, auch für die deutschen Verhältnisse für zutreffender. Die paläontologischen Grundlagen, die diese Dreiteilung der Kreide rechtfertigen, brauche ich nicht zu wiederholen. Ich verweise auf die Ausführungen E. HAUGS im „Traité de Géologie“ (Bd. II, S. 1163—1171) und die darin aufgeführte Literatur. Außer diesen paläontologischen Gründen sind aber auch die großen Umwälzungen während der Kreidezeit, vor allem das Einsetzen der Transgressionen, eine wichtige Stütze für diese Einteilung. In der Zeit der Unteren Kreide, vom Valanginien bis zum Aptien einschließlich, liegen ganz einheitliche Ablagerungsverhältnisse vor. Im Becken von Münster erfolgte, soweit die Untere Kreide überhaupt vorhanden ist, die Ablagerung im offenen Meer von mäßiger Tiefe, das mit seiner Küste den Münsterländischen Hauptabbruch, der weiter unten besprochen wird, nicht oder nur sehr wenig überschritt. Schwankungen in der Tiefe des Meeresbodens waren in dieser ganzen Zeit gering, sie äußerten sich hauptsächlich in Regressionen, als deren Folgeerscheinungen ich die Bildung der Sandsteine des Eggegebirges und des Osnings und der drei getrennten Sandsteinhorizonte im NW

---

13) R. WINDMÖLLER, Die Entwicklung des Pläners im nordwestlichen Teil des Teutoburger Waldes bei Lengerich, Jahrb. d. Geol. Landesanst. für 1881, Bd. II, Berlin 1882, S. 19 und 21.

des Beckens (Bentheimer Sandstein, Gildehäuser Sandstein und Rothenberg-(= Barlerberg-)Sandstein) ansehe.

Im Albien (*Minimus*-Grünsand) setzte die große Transgression ein, die ihren Höhepunkt im Unteren Cenoman erreichte. Die Ablagerungsbedingungen bleiben von diesem Zeitpunkt ab, abgesehen von den weiter unten zu besprechenden Regressionen, die gleichen bis zum Schluß des Turons, stellenweise bis zum Emscher einschließlich.

Spätestens aber mit Beginn des Untersenons begann dann eine weitverbreitete neue Verschiebung der Küsten (Grünsande von Vaals, Sandfazies im westlichen Münsterlande, Osterfelder Formsande, Muschelbrekzien von Ochtrup und Metelen usw.), so daß wir also auch an dieser Stelle wieder einen scharfen Schnitt haben. Ich erinnere daran, daß sich diese große Umwälzung auch in Hannover, Braunschweig und dem Harzvorlande überaus scharf bemerkbar macht. In diese Transgressionszeit fällt die Bildung der Eisenerztrümmerlagerstätten von Gr. Ilsede, Bülten, Lengede usw., bei denen eine, wenn auch nicht sehr beträchtliche, Diskordanz zwischen Turon und Senon deutlich zu erkennen ist. Diese zeigt sich in den Tagebauen Sophienglück und Mathilde zwischen Broistedt, Lengede und Vallstedt in dem Fehlen der ganzen obersten Zone und wohl auch eines Teiles der *Lamarcki*-Zone des Turon. Diese Transgression ist auch sonst in Deutschland, Belgien, den Niederlanden und dem Ostseegebiet weit verbreitet.

Also auch die in den Transgressionen zum Ausdruck kommenden großen Umwälzungen innerhalb der Kreidezeit sprechen neben paläontologischen Gründen dafür, die Stufen des Albiens, des Cenomans und Turons als „Mittlere Kreide“ zusammenzufassen und von der Oberen (Emscher-Senon) und Unteren (Wealden bis Aptien) Kreide abzutrennen.

Wegen der Art der Aufschlüsse schien es mir hier jedoch zweckmäßig, das Albien anschließend an die Untere Kreide gleich mit zu besprechen. Bei der Mittleren Kreide bleibt mir hier also nur noch eine Erörterung der faziellen Verhältnisse des Cenomans und Turons, die wegen der großen Zahl und der Sicherheit der Aufschlüsse eingehender erfolgen kann.

Das Cenoman.

Am vollständigsten bekannt sind uns die Faziesverhältnisse des Cenomans. Diese Formation ist an dem ganzen 440 km langen Rande des Münsterschen Beckens gut auf-

geschlossen und außerdem durch die vielen Hunderte von Schächten und Bohrungen auch im Innern des Beckens bekannt geworden. Ihr Studium wird erleichtert durch ihre klare paläontologische und petrographische Abgrenzung nach oben und unten. Die ersten Gliederungsversuche auf sicherer paläontologischer Grundlage verdanken wir CL. SCHLÜTER[14]). Er teilte das Cenoman in drei Zonen ein, von oben nach unten:

3. Zone des *Acanthoceras Rhotomagense* BGT. und *Holaster subglobosus* LSK.
2. Zone der *Schloenbachia varians* SOW. und des *Hemiaster Griepenkerli* STB.
1. Zone des *Pecten asper* LMK. und *Catopygus carinatus* AG.

Diese Gliederung hat sich stets als zuverlässig und brauchbar erwiesen.

Im nachstehenden habe ich die Bezeichnung der untersten Zone nach dem *Pecten asper* beibehalten, obwohl ich der Überzeugung bin, daß diese Muschel nicht immer auf die unterste Zone des Cenomans beschränkt ist, sondern mit der Grünsandfazies auch in die höheren Zonen hinaufgeht. Sie ist also eigentlich nur charakteristisch für die küstennahen, glaukonitreichen Ablagerungen, ohne Rücksicht auf deren Alter innerhalb des Cenomans. Am häufigsten finden wir sie in den zahlreichen Schachtaufschlüssen des Ruhrkohlenreviers aber an der Basis. Mit diesem Hinweis auf die Abhängigkeit der vertikalen Verbreitung von der faziellen Ausbildung der Schichten glaube ich die in Deutschland allgemein eingebürgerte Bezeichnung der untersten Cenomanzone als „Zone des *Pecten asper*“ beibehalten zu dürfen.

Die Zone des *Pecten asper* setzten SCHLÜTER und v. DECHEN mit dem Grünsand von Essen oder Unteren Grünsand gleich. In diesem Grünsand unterschied v. STROMBECK eine „untere Abteilung mit Toneisensteinkörnern“ und eine „höhere Abteilung ohne Toneisensteinkörner“. Diese Einteilung der unteren Zone ist am ganzen Südrande des Beckens durchführbar, soweit wie die untere Zone auf Schichten des Produktiven Carbons oder des Flözleeren aufgelagert ist. Die

---

[14]) SCHLÜTER, Cephalopoden der oberen deutschen Kreide, Paläontographica, Bd. **21** und Bd. 24.
— Kreidebivalven, zur Gattung *Inoceramus*, Paläontographica, Bd. **24**, S. 249.

untere Zone wurde von mir überall als Toneisenstein-konglomerat ausgeschieden[15]).

Das Toneisensteinkonglomerat bildet keine selbständige Zone, sondern vertritt einen Teil der untersten Zone des Cenomans. Auf den geologischen Spezialkarten mußte es wegen seiner leichten Identifizierung und seiner Wichtigkeit als Leitschicht, sowie auch wegen seiner wirtschaftlichen Bedeutung ausgeschieden und zur Darstellung gebracht werden. Es besteht aus einem Gemenge von Toneisensteinkörnern mit Glaukonit, die durch ein tonig-mergeliges Zement lose miteinander verbunden sind. Die Glaukonitkörner treten hier so weit zurück, daß sie für die Farbe des Gesteins nicht mehr ausschlaggebend sind.

Von den Bergleuten wird dieses Gestein meistens als „Bohnerzlager" bezeichnet, eine Bezeichnung, die jedoch durchaus unrichtig ist, da die Toneisensteinkörner mit Bohnerzen nicht das geringste zu tun haben. Sie sind die aus dem Oberkarbon herausgewaschenen, verwitterten und abgerollten Bruchstücke von Sphärosideritknollen. Sie treten an Stelle des vielfach an der Basis des Essener Grünsandes vorkommenden groben Strandkonglomerats. Das Strandkonglomerat, das meist aus sehr großen, mehr oder weniger gerollten Blöcken des Produktiven Carbons besteht, findet sich meist dort, wo das Cenoman dem Ausgehenden der harten Werksandsteinbänke des Steinkohlengebirges aufgelagert ist oder in unmittelbarer Umgebung solcher Stellen. Bemerkenswert war eine eigentümliche abweichende Ausbildung des Strandkonglomerats, das in den Schächten Baldur I und II bei Dorsten angetroffen wurde. Dort bestand das Strandkonglomerat aus mächtigen, bis 1 m großen gerollten Buntsandsteinblöcken, die stellenweise gebleicht und oberflächlich mit Glaukonit imprägniert waren. In der Gegend von Dorsten ist der Buntsandstein in einer Reihe von Gräben der Carbonoberfläche erhalten geblieben[16]). Im

---

[15]) R. Bärtling, Über die Obere Kreide usw., a. a. O., S. 20.
— Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte von Preußen, Blatt Unna, S. 99.

— Geologische Spezialkarte von Preußen, Blätter Bochum und Essen (im Druck).

[16]) Vgl. hierzu P. Krusch, Beitrag zur Geologie des Beckens von Münster mit besonderer Berücksichtigung der Tiefbohraufschlüsse nördlich der Lippe im Fürstlich Salm-Salmschen Regalgebiet, diese Zeitschr., Bd. **61**, 1909, S. 256 ff.

R. Bärtling, Die Ergebnisse der neueren Tiefbohrungen nördlich der Lippe im Fürstlich Salm-Salmschen Bergregalgebiet, Glückauf, Bd. **45**, Essen-Ruhr, S. 14.

Profil der beiden Schächte fehlt der Buntsandstein vollständig. Nur dieses Strandkonglomerat deutet auf das ehemalige Vorhandensein dieser Formation hin. In den zahlreichen anderen Tiefbohrungen im Innern des Beckens von Münster ist ein ähnliches grobes Strandkonglomerat nur selten gefunden, dagegen trat in sehr vielen Bohrungen das Toneisensteinkonglomerat auf. Je weiter wir jedoch nach N kommen, um so schwächer wird es und verschwindet schließlich bis auf einzelne Reste ganz. Im Zentrum des Beckens habe ich das Toneisensteinkonglomerat nur zweimal in Tiefbohrungen beobachtet, und zwar in den Tiefbohrungen Ascheberg XIV in der Davert und Drensteinfurt XV in Eickendorf. Daß es sich hier nur noch um örtliche Bildungen handelt, ergab sich daraus, daß diese Schicht in den nur 50—100 m entfernten Nachbarbohrlöchern nicht vorkommt.

Überall, wo ich Aufschlüsse im Toneisensteinkonglomerat beobachten konnte, war die Versteinerungsführung eine äußerst spärliche. Dieser Umstand ist wohl darauf zurückzuführen, daß in der starken Brandung, in der nur die schweren Eisenerzkörner liegen blieben, tierische Reste fast vollständig zertrümmert wurden, daß aber die widerstandsfähigen Austern, die in dem ganz groben, aus Sandsteinblöcken bestehenden Strandkonglomerat massenhaft vorhanden sind, hier keine günstigen Lebensbedingungen fanden, und daß ferner das Gestein selbst wenig zur Erhaltung tierischer Reste geeignet ist. F. Roemer führt aus seinem „Grünsand mit Toneisensteinkörnern" zahlreiche Versteinerungen an. Diese Funde beschränken sich aber auf solche Stellen, wo die Konglomeratnatur dieser Basalschichten schon mehr zurücktritt und nur noch vereinzelte Toneisensteinkörner in den Grünsand eingestreut sind, wie z. B. bei Haus Sevinghausen, westlich von Wattenscheidt.

Der Essener Grünsand wurde von Schlüter, wie bereits erwähnt, mit der Zone des *Pecten asper* gleichgestellt. Diese Auffassung hat sich bis zum heutigen Tage fast unbestritten erhalten. Sie ist jedoch nicht richtig. Nach meiner Auffassung ist der Essener Grünsand eine Fazies, die das gesamte Cenoman bis zur Zone des *Acanthoceras rhotomagense* einschließlich umfassen kann.

In der Gegend von Mülheim ist der Essener Grünsand nur noch in Resten vorhanden, die die tiefsten Aus-

waschungen der Oberfläche des Steinkohlengebirges ausfüllen. Hier geht die grünsandige Fazies sogar noch über die obere Grenze des Cenomans hinaus und umfaßt stellenweise auch noch die untersten Schichten des Labiatuspläners. Das gleiche gilt für die Gegend von Essen und Wattenscheidt. Bei Haus Sevinghausen geht die Grünsandfazies ebenfalls durch das ganze Cenoman hindurch und umfaßt noch die untersten Schichten des Turons. Ebenso konnte auch bei Bilmerich und bei Frömern der Nachweis geführt werden, daß das gesamte Cenoman in der Fazies des Essener Grünsandes vorliegt. Weiter anschließend nach O umfaßt die Grünsandfazies zunächst nur noch die Zone des *Pecten asper* und die der *Schloenbachia varians*. Südlich von Soest ist die Grünsandfazies dann so weit zurückgetreten, daß nur noch die Zone des *Pecten asper* glaukonitisch ausgebildet ist, während die Zone der *Schloenbachia varians* bereits als glaukonitfreier Mergel vorliegt. Ebenso bleibt die Ausbildung des Cenomans von hier ab bis zur Ostgrenze der Cenoman-Grünsande in der Gegend von Wünnenberg (vgl. Faziestabelle I).

Verfolgt man die Cenomanprofile von Mülheim (Ruhr) nach N bis in die Gegend von Dorsten, so zeigt sich, daß zunächst auch hier das Cenoman von oben bis unten in Grünsandfazies vorliegt. Erst in der Gegend von Dorsten wird die Ausbildung allmählich eine normalere, und zwar liegt dort schon die Zone des *Acanthoceras rhotomagense* in der normalen Ausbildung als Kalkstein vor, während die beiden tieferen Zonen des Cenomans noch in Grünsandfazies vertreten sind. In gleicher Weise können wir auch den allmählichen Wechsel von der das ganze Cenoman umfassenden Fazies des Essener Grünsandes zu der normalen Ausbildung in den Schächten und Tiefbohrungen von S nach N im Profil von Unna feststellen. Während wir unmittelbar bei Unna noch das gesamte Cenomanprofil in der Fazies des Essener Grünsandes vorfinden, haben wir in der Gegend zwischen Kamen und Werne auf den Schächten der Zeche Monopol ebenso wie bei Bausenhagen die Zone des *Acanthoceras rhotomagense* in der normalen kalkigen Ausbildung. Weiter nördlich, in der Gegend von Herbern und Ascheberg beschränkt sich die Fazies des Essener Grünsandes dann nur noch auf die unterste Zone des Cenomans, während die beiden höheren dort schon in der gleichen Ausbildung auftreten, wie in der Südostecke des Münsterschen Beckens in der Gegend von Altenbeken.

Es ergibt sich also hieraus, daß der Essener Grünsand kein Äquivalent nur der Zone des *Pecten asper* ist, sondern je nach Küstennähe größere oder kleinere Teile des Cenomans umfaßt. In den der Küste am nächsten gelegenen Teilen vertritt die Fazies des Essener Grünsandes das gesamte Cenomanprofil und kann sogar Teile des untersten Turons mit umfassen.

Die Zone der *Schloenbachia varians* und des *Hemiaster Griepenkerli* ist, wie erwähnt, vom Rhein an bis in die Gegend von Bausenhagen, südöstlich von Unna, in der Fazies des Essener Grünsandes vorhanden. Von hier ab vollzieht sich nach O jedoch sehr bald ein bemerkenswerter Wechsel. Der Glaukonitgehalt nimmt hier sehr rasch immer mehr ab und ist in der Gegend von Waltringen, südlich von Werl, in dieser Zone bereits vollständig verschwunden. Bis in die Gegend östlich von Soest ist diese Zone als gelbliche, schwach kieselige Kalke ausgebildet, die nur sehr schwer von der nächsthöheren Zone des *Acanthoceras rhotomagense* zu unterscheiden sind. Die Abgrenzung wird aber im Felde durch eine 0,50—1,00 m starke, hornsteinführende Kalkbank ermöglicht, die niveaubeständig an der unteren Grenze der *Rhotomagensis*-Kalke auftritt. Weiter nach Osten geht dann infolge Zunahme des Tongehalts in dieser Zone das Gestein allmählich in graue Mergel über. In dieser Ausbildung tritt diese Zone bekanntlich in der Gegend südlich von Paderborn und bei Altenbeken auf.

In gleicher Weise vollzieht sich der Wechsel vom Südrand des Beckens nach dem Zentrum zu. Im Innern des Beckens haben wir überall die Ausbildung, die von der Gegend von Altenbeken bekannt ist. Das frische Gestein ist in den Tiefbohrungen ein grauer, sehr kalkreicher, harter Mergel.

Mit diesem Wechsel in der Gesteinsbeschaffenheit vollzieht sich ein ebenso auffälliger Wechsel in der Tierwelt, die in den Schichten dieser Zone eingeschlossen ist.

In der Gegend von Essen und von dort bis nach Bausenhagen, südöstlich von Unna, beherbergen diese Schichten eine reiche Fauna, die neben Ammoniten zahlreiche dickschalige Muscheln, Brachiopoden und Seeigel enthält. Alle diese Formen verschwinden in der Richtung nach O und nach N sehr bald ganz. Nur die Ammoniten, besonders *Schloenbachia varians*, bleiben die gleichen. Die Austern

und anderen dickschaligen Muscheln, sowie die Gastropoden und Brachiopoden fehlen hier aber vollständig. In überaus großer Zahl finden sich aber im Innern des Beckens *Inoceramus orbicularis* und *Inoc. virgatus*, beide in sehr zartschaliger Ausbildung; namentlich der erstere von beiden ist im Innern des Beckens von Münster in dieser Zone außerordentlich verbreitet und fehlt kaum in einem der Bohrlöcher. Er ist hier überall so häufig und so niveaubeständig, daß er zu dem wichtigsten Leitfossil für diese Stufe wird.

Die Zone des *Acanthoceras rhotomagense* ist im westlichen Teile des Ruhrkohlenbezirks ebenfalls im Essener Grünsand mit enthalten. Schon in der Gegend von Dortmund und Hoerde stellt sich aber an der oberen Grenze des Grünsandes eine knollige Kalkbank ein, die als Äquivalent dieser Zone anzusehen ist. In dieser Ausbildung, nur durch eine schwache Kalkbank vertreten, läßt sich die Zone bis in die Gegend von Unna verfolgen. Östlich von Frömern wird die Ausbildung dann aber ganz plötzlich eine vollkommen andere. Der Uebergang vollzieht sich außerordentlich scharf an der westlichen Grenzverwerfung des Königsborner Grabens. Während wir bei Frömern auch diese Zone im wesentlichen noch im Essener Grünsand vertreten finden, tritt sie etwa 1½ km weiter östlich bereits in der normalen kalkigen Ausbildung in nahezu 20 m Mächtigkeit auf. Dieser plötzliche Wechsel ist nur damit zu erklären, daß die Grenzverwerfung des im Spätcarbon angelegten Königsborner Grabens wohl infolge von nachträglichen, zur Zeit der älteren Kreide entstandenen gleichsinnigen Bewegungen an der Verwerfungsspalte einen Höhenunterschied im Meeresboden hervorgerufen hatte. Ferner hängt dieser Wechsel damit zusammen, daß hier die Schichten des Cenomans nicht mehr auf den widerstandsfähigen und unvollkommen eingeebneten Schichten des Produktiven Carbons abgelagert wurden, sondern auf den wenig widerstandsfähigen Schiefertonen der Ziegelschieferzone des Flözleeren. Weiter nach O bleibt die Ausbildung dieser Zone die gleiche, die Mächtigkeit nimmt aber allmählich immer mehr zu.

In der Richtung vom Südrande nach dem Zentrum des Beckens hin vollzieht sich der Wechsel in der Ausbildung dieser Zone nicht so plötzlich wie hier, sondern ganz allmählich. Die Faziesgrenze läuft dabei ungefähr parallel zu der 25-m-Mächtigkeitskurve der Tafel V. Auch dieser Fazieswechsel ist also abhängig von der Entfernung von der Küste

des Cenomanmeeres. Die Kalke werden nach dem Becken von Münster zu allmählich immer reiner. Ihr Gehalt an Kieselsäure tritt immer mehr zurück. Tonige Bestandteile fehlen vollständig. Diese Reinheit der Kalke ist nur in einer gewissen Entfernung vom Beckenrande denkbar.

Die Fauna dieser Kalke ist außerordentlich arm. Es finden sich in der Gegend von Unna lediglich

Acanthoceras rhotomagense Bgt.,
Pecten Beaveri Sow., und
Holaster subglobosus Leske

Diese Fauna bleibt am Südrande ungefähr die gleiche, nach N hin dagegen verschwinden der Seeigel und die Muschel bald ganz. Auch der Ammonit kommt nur außerordentlich selten vor. Ich habe ihn nur ganz vereinzelt in den Tiefbohrungen im Münsterlande feststellen können, meist enthalten dort diese Kalke keine Spur von organischen Resten. Abgesehen von ihrer Lage im Profil sind sie zu erkennen an ihrer Reinheit und der stylolitischen Verzahnung der Schichtfläche, wobei häufig ein dunkler, fast schwarzer Belag auf den verzahnten Schichtflächen festzustellen ist. Im ganzen Münsterlande haben wir also die gleiche Ausbildung des Mittleren und Oberen Cenomans wie in der Gegend von Altenbeken. In der Gegend von Lengerich wies Hasebrink[17]) nach, daß die hangenden Cenomankalke nicht nur die sogen. armen *Rhotomagensis*-Schichten, sondern auch die tieferen, fossilreichen Schichten des Oberen Cenomans einschließen. Das gleiche dürfte für das ganze innere Münsterland gelten, denn unmittelbar unter den hangenden Cenomankalken folgt auch im Zentrum des Beckens überall der graue Mergel der Zone der *Schloenbachia varians*.

In auffälligem Gegensatz zu der bisher besprochenen Ausbildung stehen die am Westrande des Münsterschen Beckens zutage tretenden Cenomanschichten. Sie sind im Gegensatz zu den im Zentrum und am Ostrande auftretenden Schichten auffallend rein und bestehen aus Schreibkreide-ähnlichen weißen Kalkmergeln, die sich in ihrer Ausbildung schon eng an die darüber folgenden Galeritenschichten des Turons anschließen. Daß die Galeritenschich-

---

[17]) Alfred Hasebrink, Die Kreidebildungen im Teutoburger Wald bei Lengerich i. Westf., Verhandl. d. Naturhist. Ver. d. preuß. Rheinlande und Westfalens, Bd. **64**, Bonn 1907, S. 254.

ten eine Seichtwasserbildung[18]) darstellen, kann keinem Zweifel unterliegen. Die Herausbildung der Untiefe, auf der sich diese Seichtwasserbildungen absetzten, begann bereits im Cenoman. Schon hier bemerken wir eine auffällige Zunahme von Tierformen, die das flachere Wasser bevorzugen. Es fehlen jedoch vollständig alle auf Küstennähe hindeutenden Einlagerungen von Sand und Glaukonit führenden Schichten. Solche stellen sich im beschränkten Umfange erst weiter südlich in den Bohrungen der Gegend von Rhade, Erle und Raesfeld ein. Sie haben in jener Gegend zwar wie untenstehend weiter ausgeführt wird, ihre Hauptverbreitung im Turon, nach den Bohrprofilen müssen aber einige der Quarzgeröll führenden Kalkbänke noch dem Cenoman zugerechnet werden.

Am Westrande des Beckens von Münster sind die Cenomanschichten bekanntlich an dem Höhenzuge verbreitet, der sich von der Bauerschaft Graes über den Hoge Esch, Wessum, Wüllen, Stadtlohn, Südlohn, Oeding, bis nach Weseke hinzieht. Am reinsten sind die Kalke im N, nach S hin nehmen sie allmählich mehr den Charakter der Pläner-Kalke an. Allerdings sind nur die hangenden Cenomanschichten aufgeschlossen. Am Abfall des Höhenzuges ist das Mittlere und Untere Cenoman meist von mächtigen Diluvialablagerungen überschüttet, an deren Rande Schichten vom Charakter des Flammenmergels zutage treten. Wie weit diese noch zum oberen Albien zu rechnen oder zum Cenoman zu ziehen sind, ist in den dürftigen Aufschlüssen, die nur in Entwässerungsgräben, Bachrissen und gelegentlichen Aufgrabungen bestanden, nicht zu entscheiden. Eine Grünsandbildung fehlt an ihrer Basis vollständig. Es ist also wahrscheinlich, daß auch am Westrande des Beckens von Münster das Cenoman zum wenigsten in eine höhere reine Kalkzone, die den *Rhotomagensis*-Schichten entspricht, und eine tiefere, mehr oder weniger durch Sand- und Tonmaterial verunreinigte Mergelzone entsprechend den *Varians*-Schichten und der Zone des *Pecten asper*, gegliedert werden kann.

Die auf der Karte der Cenomanbildungen durchgeführte Zuweisung der Cenomanschichten in diesem Teile des Beckens bezieht sich also im wesentlichen auf die Zeit des

[18]) W. Löscher, Die westfälischen Galeritenschichten, Neues Jahrb. f. Min. 1910, Beil.-Bd. XXX, S. 269.
— Die westfälischen Galeritenschichten als Seichtwasserbildung, diese Zeitschr., Bd. **64**, 1912, Monatsber. S. *341*.

höheren Cenomans. Im Unteren Cenoman hat dieser Unterschied wohl noch nicht im gleichen Umfange bestanden, die Hebung erfolgte erst im Laufe der Cenomanzeit.

Verfolgen wir die Cenomanschichten von dem südlichsten Aufschluß an der Tagesoberfläche bei Weseke ab nach S durch das nur durch Bohrungen bekannte Gebiet bis zur Lippe, so zeigt sich, daß die Annäherung an die Küste allmählich wieder immer deutlicher hervortritt. Dies prägt sich nicht nur in dem bereits erwähnten Auftreten von Quarzgeröllen aus, sondern auch in der allmählichen, immer stärker werdenden Zunahme des Essener Grünsandes, der nach und nach von immer höheren Zonen Besitz ergreift. Verbunden hiermit ist eine starke Abnahme in der Gesamtmächtigkeit des Cenomans. Am zuverlässigsten untersucht sind hier die Schichten beim Abteufen des Schachtes Baldur II in Hervest-Dorsten. Dort wurde von mir folgendes Profil der Cenomanschichten festgestellt:

Weiße fossilarme Kalke	2 m
helle glaukonitische Kalkmergel mit Hornsteinbänken	21 „
hornsteinreiche, glaukonitische Mergelbank . .	1 „
Strandkonglomerat, vorwiegend aus Buntsandsteinblöcken und Carbonsandstein stark mit Glaukonit imprägniert bestehend	1,5 „
Die Gesamtmächtigkeit des Cenomans beträgt hier also	25,5 m

Das auffallende an diesem Profil ist die große Mächtigkeit der glaukonitischen Schichten, die noch den weitaus größten Teil des ganzen Profils umfassen, und das Vorkommen der Feuerstein oder Hornstein führenden Bänke. Dabei ist zu bemerken, daß die obere Begrenzung des Cenomans mit großer Genauigkeit gezogen werden konnte, da an der Basis des Turons die charakteristischen, grünlichen Mergel mit *Inoceramus labiatus* auftraten. Über die richtige Abgrenzung des Cenomans kann daher keinerlei Zweifel bestehen, die Feuerstein führenden Bänke vertreten einen Teil der *Varians*-Schichten und der *Rhotomagensis*-Zone. Die in dem Profil besonders ausgeschiedene hornsteinreiche Mergelbank besitzt eine auffällige Übereinstimmung mit der Hornsteinbank, die ich überall am Haarstrang zwischen Unna und Soest als wichtige Leitschicht habe ausscheiden können. Die Übereinstimmung geht so weit, daß man beide für identisch halten könnte. Ein zuverlässiger

paläontologischer Beweis dafür ist hier jedoch nicht zu erbringen, da in diesen Schichten keine Spuren von Versteinerungen gefunden wurden.

Diese Hornstein führenden Schichten beschränken sich auch hier nicht auf die nähere Umgebung von Dorsten, sondern konnten in allen Tiefbohrungen nördlich der Lippe und westlich von Wulfen nachgewiesen werden. Sie sind zwar in den Bohrprofilen vom Bohrmeister nicht immer angegeben. Die Bezeichnung „Mergel mit festen Schichten" und ähnliches lassen aber auf ihr Vorhandensein schließen. In der Bohrung Augustus II hatte der Hornstein führende Horizont eine Mächtigkeit von rund 15 m, in der Bohrung Augustus III bei Erle 11 m Mächtigkeit. Er liegt auch an diesen Stellen unter rot und grün marmorierten Kalk- oder Mergelschichten, die dem Rotpläner entsprechen dürften. In den Bohrungen, die weiter aufwärts im Lippetale liegen, ist von diesen Hornsteinschichten nichts festzustellen gewesen. Schon in der Gegend von Haltern erbrachten die neuesten Bohrungen Kea 6 und 11 nach den Feststellungen von P. Kukuk ein vollständig normales Cenomanprofil:

Kea 6.

Arme *Rhotomagensis*-Kalke: versteinerungsarmer weißer Kalkmergel mit dunklen Zwischenlagen und häufigen Einlagerungen von Schwefelkiesknollen	28,7 m
Varians-Pläner: fossilreicher hellgrauer Kalkmergel, mit *Inoceramus virgatus*, *Rhynchonella* und Seeigel-Resten	15 „
Pecten-asper-Zone: glaukonitreicher graugrüner Kalkmergel mit Phosphoritknollen und Inoceramen	4,9 „
	48,6 m

Kea 11.

Arme *Rhotomagensis*-Kalke: weißer versteinerungsleerer Kalkmergel mit dunklen Zwischenlagen	13,24 m
weißgrauer Kalkmergel mit dunklen Zwischenlagen	12,5 „
Varians-Pläner: hellgrauer Kalkmergel mit *Inoceramus* sp.	19,8 „
Pecten-asper-Zone: glaukonitischer graugrüner Kalkmergel mit Phosphoritknollen und Inoceramen	5,2 „
	50,74 m

In den Bohrungen auf der linken Rheinseite ist das Cenoman fast nirgends mit Sicherheit nachgewiesen. Damit ist sein Fehlen unter den Senonschichten noch keineswegs erwiesen. An zahlreichen Stellen sind an der Basis des Senons, das vielfach wohl auch in den mittels Schlagbohrverfahren gestoßenen Bohrlöchern zum Tertiär gerechnet wurde, an der Basis Grünsande angetroffen. Da aus diesen keine Versteinerungen vorlagen, und ohne solche eine sichere Unterscheidung der Cenoman-Grünsande von den Grünsanden des Emscher und des Untersenons nicht möglich ist, so muß die Frage offen bleiben, wie weit das Cenoman auf der linken Seite des Rheins vorgedrungen ist. Da die Seichtwasserbildung am Westrande des Beckens von Münster als küstenferne Ablagerung angesehen werden muß, so besteht kein Grund zu der Annahme, daß die Küste des Cenomanmeeres hier stark nach N ausbog. Gegen diese Annahme spricht besonders das Ergebnis der Tiefbohrung Hülm, südlich von Goch. Der Fund eines *Inoceramus labiatus* aus dieser Bohrung ist von G. Müller[19]) in einem nicht veröffentlichten Bericht beschrieben und richtig gedeutet. Er wurde später mehrfach angezweifelt, u. a. von van Waterschoot van der Gracht[20]), der diese Inoceramenform als eine senone Art aus der Verwandtschaft des *I. problematicus* deuten wollte. Nach den Bestimmungen von Herrn Johannes Böhm kam jedoch W. Wunstorf[21]) zu dem Ergebnis, daß irgend ein Zweifel über die Richtigkeit der Bestimmung G. Müllers nicht bestehen könnte.

In Übereinstimmung mit W. Wunstorf und J. Böhm muß ich das Vorkommen von Turon in dieser Bohrung als erwiesen anerkennen, zumal da das Profil der Bohrung im unteren Teile vollkommen mit den Bohr- und Schachtprofilen der Gegend von Sterkrade, Hamborn und Dinslaken übereinstimmt. Dagegen kann nach meinen Erfahrungen der über den hellen Mergeln mit *Inoceramus labiatus* in dieser Bohrung auftretende grüne Mergel und die darüber folgenden Schichten nicht, wie von G. Müller angegeben und nach dessen Angaben von W. Wunstorf (a. a. O.)

---

[19]) Archiv der Geol. Landesanst.

[20]) van Waterschoot van der Gracht, The Deeper Geology of the Netherlands and adjacent regions with Special Reference to the latest borings in the Netherlands, Belgium and Westphalia, Haag 1909, S. 394.

[21]) W. Wunstorf und G. Fliegel, Die Geologie des niederrheinischen Tieflandes, Abhandl. d. Geol. Landesanst., Berlin, N. F., Heft 67, S. 274.

veröffentlicht wurde, zum Turon gerechnet werden. Diese höheren Schichten gehören zum Untersenon.

Die Verteilung der Fazies im Becken von Münster und die in engstem Zusammenhang mit der Faziesverteilung stehende Mächtigkeit der Schichten führt zu dem Schluß, daß die Kreideküste an ganz anderer Stelle zu suchen ist, als bisher angenommen wurde. Die Mächtigkeitskurven des Cenomans verlaufen im allgemeinen von Westnordwest nach Südsüdost. Es dürfte kaum einem Zweifel unterliegen, daß diese Kurven der alten Küste parallel verliefen. Demnach würde die Küste von Mülheim a. d. Ruhr, wo das Cenoman offenbar in unmittelbarster Nähe der Küste abgelagert ist, in der Richtung nach Ostsüdost verlaufen. Die Küste schmiegte sich dabei wahrscheinlich wohl mehr oder weniger den Unterschieden in der Härte der paläozoischen Gesteine des Untergrundes an. Eine Abweichung der 25-m-Kurve aus der vorherrschenden Richtung in das Niederländische Streichen spiegelt uns vielleicht einen Einfluß der großen Ennepetal-Störung wieder. Diese Störung wird im allgemeinen in die Tertiärperiode verlegt. Es ist aber wahrscheinlich, daß sie bereits in präkretazeischer Zeit angelegt wurde, wie die meisten großen Verwerfungen dieses Gebiets, daß sie aber ebenso wie alle größeren, noch bis in die jüngste Zeit fortwährend wieder aufgerissen ist. Danach ist es durchaus nicht ausgeschlossen, daß die Hauptphase ihre Ausbildung in das jüngere Tertiär zu verlegen ist.

In der Gegend von Münster und südwestlich hiervon zeigt die Karte ein auffälliges Ausbiegen der Mächtigkeitskurven des Cenomans nach N. Wir sehen hierin wahrscheinlich den Einfluß der Untiefe, die sich damals bereits in der Umgebung der heutigen deutsch-holländischen Grenze herausbildete. Während in dem Gebiet vom heutigen Kreidesüdrande bis in die Gegend von Münster die Zunahme der Mächtigkeit des Cenomans ganz allmählich vor sich ging, beobachten wir nördlich von Münster auf der verhältnismäßig kurzen, nur 50 km langen Strecke bis nach Lengerich eine ganz außerordentlich starke Zunahme der Mächtigkeit. Diese stimmt mit den Angaben überein, die sich aus den Arbeiten von Stille am Eggegebirge und von Burre in der Gegend von Bielefeld und Oerlinghausen ergeben. Burre gibt zwar für die Mächtigkeit des Cenomans keine genauen Zahlen an. Die von ihm festgestellten Mächtigkeiten und insbesondere die Zunahme der Mächtig-

keit von S nach N ergeben sich aus seinen vier Querprofilen auf seiner Karte[22]). Die Mächtigkeitsangaben für die Gegend von Lengerich habe ich dem Aufsatz von WINDMÖLLER[23]) entnommen, der die Mächtigkeit des Cenomans auf rund 425 m angibt. Nicht wesentlich weichen hiervon die Mächtigkeitsangaben HASEBRINKS[24]) ab, der die Mächtigkeit auf 395 m veranschlagt. Der Unterschied kommt dadurch zustande, daß HASEBRINK die beiden unteren Zonen des Cenomans für geringmächtiger hält. Für die *Rhotomagensis*-Zone dagegen nimmt er eine um 20 m größere Mächtigkeit an. An dem Gesamtbild wird wenig geändert, ob man die Auffassung WINDMÖLLERS oder die HASEBRINKS bevorzugt. In allen Fällen bleibt die auffallend rasche Mächtigkeitszunahme des Cenomans auf der kurzen Strecke von Münster bis Lengerich bestehen. Während wir bei Münster noch eine Mächtigkeit haben, die 150 m nicht übersteigt, schwillt das Cenoman nördlich davon sehr rasch auf das Doppelte bis Dreifache an. Dies läßt darauf schließen, daß nördlich von Münster eine rasche Tiefenzunahme des Meeres vorlag. Diese dürfte wohl mit dem von STILLE nachgewiesenen Borlinghausener Abbruch, der seiner großen Bedeutung für den Bau des ganzen Münsterlandes wegen zweckmäßiger wohl als Münsterländischer Hauptabbruch zu bezeichnen wäre, in Zusammenhang stehen. Schon in der Ausbildung der Unteren Kreide machte sich der Einfluß dieser großen Abbruchzone, wie oben erwähnt, deutlich bemerkbar. Wenig südlich von diesem Abbruch und annähernd parallel mit ihm setzt die Fazies des Essener Grünsandes im Unteren Cenoman ein. Diese Gegensätze sind so auffällig, daß wir annehmen müssen, daß der große Münsterländische Hauptabbruch noch in jener Zeit als bedeutende submarine Höhendifferenz bestand, und daß erst die Cenomanschichten diesen Unterschied allmählich mehr und mehr ausglichen. Dieser Ausgleich erfolgte, wie die verschiedenen Bohrprofile zeigten, im wesentlichen schon zur Zeit des Unteren Cenomans. Er dauerte, etwas vermindert, noch zur Zeit des Mittleren Cenomans an und war nur noch gering

---

[22]) O. BURRE, Der Teutoburger Wald (Osning) zwischen Bielefeld und Oerlinghausen, Jahrb. d. Geol. Landesanst. für 1911, Bd. **32**, Teil 1, Berlin 1913, S. 306 und Taf. 12.

[23]) R. WINDMÖLLER, Die Entwicklung des Pläners im nordwestlichen Teil des Teutoburger Waldes bei Lengerich, Jahrb. d. Geol. Landesanst. für 1881, Bd. II, Berlin 1882, Teil III, S. 7 ff.

[24]) A. HASEBRINK, a. a. O., S. 254.

zur Zeit der Ablagerung der armen *Rhotomagensis*-Schichten, die nördlich und südlich dieses Abbruchs nicht mehr so gewaltige Mächtigkeitsunterschiede aufweisen.

Ein Vergleich der Faziesverteilung im Profil ergibt sich aus der nachstehenden Tabelle I.

Das Turon.

Zu Beginn der Turonzeit war die große Transgression der Mittleren Kreide im wesentlichen beendigt, trotzdem liegen auch in dieser Periode noch sehr bedeutende Verschiedenheiten der Fazies in den einzelnen Teilen des Beckens von Münster vor. Das Turon wurde von SCHLÜTER (a. a. O.) gegliedert in folgende Zonen (von oben nach unten):

Zone des *Inoceramus Cuvieri* Sow. und des *Epiaster brevis* DSR.,
„ „ *Spondylus spinosus* Sow. und *Heteroceras Reussianum* D'ORB.,
„ „ *Inoceramus Brongniarti* MTL. und *Ammonites Woolgari* MTL.,
„ „ *Inoceramus labiatus* SCHLT. und *Ammonites nodosoides* SCHLT.,
„ „ *Actinocamax plenus* BLAINV.

Von diesen fünf Zonen muß die Zone des *Actinocamax plenus* eingezogen werden, da er nicht genügend niveaubeständig ist, und bereits im Cenoman nachgewiesen werden konnte. In meinem Aufsatz über die Obere Kreide im SO. des Niederrheinisch-Westfälischen Steinkohlenbeckens (a. a. O., S. 23) hatte ich diese Zone als eine abweichende Fazies des *Labiatus*-Pläners bezeichnet. Ich bin später zu der Überzeugung gekommen, daß diese Auffassung nicht haltbar ist, sondern daß der *Actinocamax plenus* bereits in großer Verbreitung im Cenoman auftritt[25]. P. KRUSCH[26]) waren bereits bei der Aufnahme der Nachbarblätter Kamen und Dortmund ähnliche Zweifel gekommen. Er führt zwar die Zone des *Act. plenus* noch als selbständige an, betont aber ausdrücklich, daß die Funde v. DECHENS, auf die er sich hierbei stützt, „der Nachprüfung bedürfen". In gleicher Weise haben H. STILLE[27]) und JOHANNES BÖHM[28]) den Nach-

[25]) R. BÄRTLING, Erläuterungen zu Blatt Unna, S. 111 ff.
[26]) P. KRUSCH, Erläuterungen zu Blatt Kamen, S. 82.
[27]) H. STILLE, Erläuterungen zu den Blättern Altenbeken, Etteln, Kleinenberg, Lichtenau, Horn-Sandebeck, Detmold usw.
[28]) JOHANNES BÖHM, Zum Bett des *Actinocamax plenus* BLAINV., diese Zeitschr., Bd. **61**, 1909, Monatsber. S. *404*.
— Nochmals zum Bett des *A. plenus* BLAINV., diese Zeitschr., Bd. **63**, 1911, Monatsber. S. *247*.

Faziestabelle I. Cenoman des Beckens von Münster.

Cenoman	Gegend von Mülheim-Essen-Bilmerich	Gegend von Bausenhagen	Gegend von Soest	Centrales Münsterland	Gegend von Dorsten	Altenbeken Teutoburger-Wald	Ahaus
Zone des Acanthoceras Rbotomagense	Essener	Fossilarme Kalke Hornsteinbank	Fossilarme Kalke Hornsteinbank	Fossilarme Kalke	Weiße fossilarme Kalke Helle	Fossilarme Kalke	Weiße Kalke schreibkreide-ähnlich
Zone der Schloenbachia varians	Grün-	Essener	Plänerkalke	Plänermergel mit Jnoceramus virgatus und Jnoceramus orbicularis	glaukonitische Kalkmergel mit Hornsteinbänken	Cenomanpläner	?
Zone des Pecten asper	sand Toneisenstein	Grünsand Konglomerat	Essener Grünsand T. E. K.	Graue Mergel Essener Grünsand T. E. K.	Grünsand Strandkonglomerat	Cenomanmergel	Graue Mergel
Unterlage	Palaeozoikum					Mesozoicum u. Untere Kreide	Albien

weis geführt, daß eine selbständige Zone des *Act. plenus* an der Basis des Turons nicht ausgeschieden werden kann, daß vielmehr diese Versteinerung in der Hauptsache auf das Cenoman beschränkt ist.

Das Turon beginnt demnach mit der Zone des *Inoceramus labiatus*.

Innerhalb des Turons treten verschiedentlich Einlagerungen glaukonitischer Schichten (Grünsand) auf. Bereits FERDINAND RÖMER gibt auf seiner Übersichtskarte der Kreidebildungen Westfalens zwei derartige Grünsandhorizonte in verschiedenem Niveau an. Diese Grünsandhorizonte sind von mir weiter verfolgt. Mit Hilfe dieser Grünsande konnte ich für die Gegend von Unna folgende Gliederung aufstellen[29]) (von oben nach unten):

5. schwach-glaukonitischer, hellgrauer bankiger Mergel = Zone des *Inoceramus Schloenbachi* J. BÖHM (= *I. Cuvieri* GOLDF.)
4. lockerer mergeliger Grünsand nach O in feste glaukonitische, dickbankige Mergel übergehend = Oberer Grünsand, Grünsand von Werl, Soester Grünsand
3. dickbankige, weiße und gelblich graue Mergelkalke = Zone des *Inoceramus Lamarckii* PARK. (= *I. Brongniarti* MANT.)
2. lockerer mergeliger Grünsand mit festen, glaukonitischen Mergelbänken wechsellagernd = mittlerer Grünsand, Bochumer Grünsand
1. hellgrauer und blaugrauer Mergel, Zone des *Inoceramus labiatus* v. SCHLOTH. (*I. mytilloides* MANT.).

Der *Labiatus*-Pläner bleibt am Südrande des Beckens von Münster im allgemeinen gleich. Nach W hin wird das Gestein dieser Zone allmählich immer heller. In der Gegend von Essen und westlich davon besteht er aus fast weißgefärbten Mergeln. Die Mächtigkeit dieser Zone beträgt bei Unna, wie bei Altenbeken und im weitaus größten Teile des Beckens von Münster rund 25 m.

In den meisten Teilen Nordwestdeutschlands treten an der Basis dieser Zone rotgefärbte Schichten, der sogenannte Rotpläner auf. Dieser konnte mit Sicherheit vom Ostrande des Beckens an bis in die Gegend von Geseke nachgewiesen werden. Westlich hiervon fehlt er aber am ganzen Südrande. Auch in den Bohrungen im Innern des Beckens von Münster sind diese Schichten nur ganz vereinzelt vorhanden,

---

[29]) R. BÄRTLING, Erläuterungen zu Blatt Unna, S. 112 ff.

obwohl diese Stufe fast ausnahmslos mit der Krone durchbohrt wurde und infolgedessen überall gute Kerne vorlagen.

Worauf das Fehlen des Rotpläners zurückzuführen ist, ist nicht mit Sicherheit anzugeben. Nach der Art des Vorkommens im Innern des Beckens von Münster ist es wahrscheinlich, daß größere Nähe der Küste die Entstehung dieser Schichten ausschließt. Sie haben sich offenbar erst in größerer Entfernung vom Kontinentalrande gebildet.

Im Innern des Beckens von Münster fehlt der Rotpläner, wie erwähnt, in der weitaus größten Zahl aller Tiefbohrungen; er tritt jedoch im NW des Beckens regelmäßiger auf, so z. B. konnte er in der Umgebung von Haltern fast überall nachgewiesen werden. In den Bohrungen Kea 6, 11 und 19 und der Bohrung Lippramsdorf ist diese Fazies an der Basis des Turons mit Sicherheit festgestellt. Weiter nach W fehlt der Rotpläner jedoch aber fast überall und tritt erst wieder in den Flachseebildungen des westlichen Beckenrandes nördlich von Stadtlohn als ziemlich ununterbrochenes Band auf. Östlich von Haltern finden sich nur noch wenige Spuren von Rotpläner. Hierbei besteht allerdings die Möglichkeit, daß diese Bildungen in den älteren Bohrungen, von denen keinerlei Proben mehr vorhanden sind, vielfach übersehen wurden. Es hat dies seinen Grund wohl darin, daß früher die Bedeutung der Grünsande im Innern des Beckens von Münster erheblich überschätzt wurde und beim Bohren in der Mittleren Kreide nur auf die Auffindung dieser besonderer Wert gelegt wurde.

Das südlichste Vorkommen von Rotpläner ist auf der Schachtanlage Emscher-Lippe III und IV nachgewiesen. Auf den benachbarten Schachtanlagen wurde keine Spur von Rotpläner bekannt. Es ist sicher, daß er hier nicht übersehen wurde, da auch in den sorgfältig von mir untersuchten Bohrungen der staatlichen Berginspektion Waltrop keine Spur davon nachgewiesen werden konnte. Außer diesem Vorkommen auf der Zeche Emscher-Lippe ist mir nur noch ein Fund solcher Schichten im Bohrloch Reckelsum I und in den Schächten Hermann I und II bei Bork bekannt geworden. Die neueren nördlich hiervon liegenden Bohrungen ließen nicht die geringste Andeutung dieser Fazies erkennen, insbesondere auch nicht die am weitesten nach N und O vorgeschobenen Bohrungen Senden, Münster, Hoetmar und Everswinkel. Ebenso fehlt der Rotpläner auch auf

den am weitesten nach O vorgeschobenen Schachtanlagen bei Heessen und Ahlen und in den von G. Müller untersuchten Bohrungen bei Beckum und Kreuzkamp. Obwohl die Entfernung von der Bohrung Kreuzkamp nördlich von Lippstadt bis nach Geseke nur gering ist und bei Kreuzkamp noch kein Rotpläner entwickelt ist, fehlt er bei Geseke in keiner der Bohrungen und ist von hier an auch am Ausgehenden der Kreideschichten als geschlossenes Band an der Basis des Turons nach O und dann weiter nach N am ganzen Beckenrande zu verfolgen.

An Stelle des Rotpläners treten im Innern des Münsterschen Beckens fast regelmäßig schwach grünlich gefärbte Schichten auf, die allerdings eine bedeutend größere Mächtigkeit besitzen. Die Grünfärbung dieser Schichten ist nicht auf deutlich erkennbaren Glaukonit zurückzuführen. Es scheint mir wahrscheinlich, daß als färbende Substanz irgendwelche anderen Eisenverbindungen in Frage kommen. Obwohl die Grünfärbung nur außerordentlich schwach ist, ist sie doch bei den älteren Bohrungen nur verhältnismäßig selten übersehen worden. Der Grund hierfür liegt darin, daß man beim Bohren, um einen Anhaltspunkt zu haben, wann ungefähr das Steinkohlengebirge zu erwarten war, sehr lebhaft nach dem „Oberen Grünsand" suchte. Da aber im Innern des Beckens die höheren Grünsandvorkommen des Turons fast vollständig fehlen, so glaubte man, in diesen schwach grünlich gefärbten Schichten die Äquivalente des sogenannten „Oberen Grünsandes" gefunden zu haben. Diese Auffassung erwies sich als unrichtig, denn diese grüngefärbten Schichten stehen stratigraphisch in einem viel tieferen Niveau und außerdem ist ihre Grünfärbung, wie oben erwähnt, auch nicht auf Glaukonit zurückzuführen; sie ist oft so schwach, daß sie oft erst nach dem Eintauchen der Bohrkerne in Wasser erkennbar wird, wenn man die rein weißen Kalke der *Rhotomagensis*-Zone oder der *Lamarcki*-Zone daneben hält.

Es sei schon an dieser Stelle darauf hingewiesen, daß von einem „Oberen Grünsand" nicht gesprochen werden kann, da diese Bezeichnung Ablagerungen von ganz verschiedenem Alter im Turon und Senon umfassen müßte. Es kommen also nur die weiter unten angegebenen Namen für diese einzelnen Stufen in Frage.

Das Alter dieser Schichten ist durch das häufige Vorkommen des *Inoceramus labiatus* mit Sicherheit nachgewiesen. Im Innern des Beckens von Münster besteht also

diese Zone fast überall aus zwei Abteilungen, einer unteren, schwach grünlichen, deren Mächtigkeit zwischen 3 und 15 m schwankt und einer höheren, von hellgrauer Farbe, deren Mächtigkeit ebenfalls schwankt, sich aber mit der unteren zu 25—30 m Gesamtmächtigkeit ergänzt. Nach meinen Erfahrungen beruhen alle Angaben aus Tiefbohrungen, die eine höhere Gesamtmächtigkeit angeben, auf Beobachtungsfehlern, soweit es sich nicht um Doppellagerungen infolge von Verwerfungen handelt.

Auch am Südrande des Beckens ist eine derartige Zweiteilung in der Zone des *Inoceramus labiatus* zu erkennen, in der unteren, meist dunkler gefärbten Abteilung herrschen die tonigen Mergel vor, während in der höheren, heller gefärbten die knolligen Kalkbänke stärker hervortreten.

Am Westrande des Beckens von Münster in der Gegend von Ahaus und Stadtlohn hat das Gestein fast den gleichen Charakter, wie die darüber folgenden schreibkreideartigen Vertreter der *Lamarcki*-Zone. Die Kalke sind allerdings nicht so rein und enthalten etwas mehr tonige Verunreinigung.

Die Zone des *Inoceramus Lamarckii* Park. (= *In. Brongniarti* Mant.)[30]) ist im Becken von Münster weniger gleichmäßig zusammengesetzt. Charakteristisch ist für sie das Auftreten einer ziemlich mächtigen Grünsandeinlagerung unmittelbar an der Basis. Dieser Grünsand ist namentlich beim Abteufen der Schächte im östlichen Teile des Kohlenreviers und in den Bohrungen, die sich hieran anschließen, mit dem Soester Grünsand verwechselt. Bereits im Jahre 1908[31]) habe ich den Nachweis geführt, daß dieser Grünsand eine Stufe vertritt, die mit dem Soester Grünsand, der im allgemeinen früher als „Oberer Grünsand" bezeichnet wurde, nicht zu verwechseln ist. Es handelt sich offenbar um eine lokale Bildung, deren Verbreitungsgebiet außerhalb des Beckens von Münster noch nicht bekannt ist. Es erschien daher berechtigt, sie mit einem Lokalnamen zu bezeichnen, um Verwechslungen mit der höheren Zone des Soester Grünsandes vorzubeugen. Ich habe daher für diese Stufe die Bezeichnung Bochumer Grünsand in Vorschlag

---

[30]) In der Bezeichnung für diese Zone folge ich Herrn Joh. Böhm; vgl. seinen Aufsatz: *Inoceramus Lamarcki* auct. und *Inoceramus Cuvieri* auct., diese Zeitschr. Bd. **64**, 1912, Monatsber. S. *399* ff.

[31]) Verhandl. d. Natuhist. Ver., Bd. **65**, 1908, D., S. 23.

gebracht, da gerade bei Bochum die Auflagerung dieses Grünsandes auf den *Labiatus*-Pläner sehr deutlich zu erkennen war.

Das Verbreitungsgebiet dieses Grünsandes ist auf die Gegend zwischen Essen und Werl beschränkt. Nach N hin geht dieser Grünsand nicht weit in das Becken von Münster hinein, sondern bleibt auf den südlichen Rand beschränkt. Im Höchstfalle finden wir Reste von ihm noch 20 km vom heutigen Südrande entfernt. Auch innerhalb dieser Zone wird er oft undeutlich wie z. B. auf den Ottoschächten der Zeche Alter Hellweg. Ein ganz isoliertes Vorkommen tritt allerdings nochmals in etwa 30 km Entfernung vom Südrande in der Gegend von Ascheberg auf, wo Spuren von Grünsand 30—50 m über der Basis des Turons in den Bohrungen Dora 17 und Nordkirchen 8 festgestellt wurden. Hier handelt es sich jedoch nur um ganz geringfügige Spuren, in den rundherum liegenden Bohrungen fand sich nichts.

Am Südrande des Beckens ist diese Grünsandzone zwischen Bochum und Unna überall gut entwickelt; sie ist namentlich bei Dortmund, Hörde und an der Landwehr, südlich von Unna gut aufgeschlossen, von hier ab nach O nimmt der Glaukonitgehalt sehr rasch ab, so daß eine Ausscheidung als selbständige Zone in der Gegend von Bausenhagen schon nicht mehr möglich war. Auffällig ist, daß in den Bohrungen die Verbreitung dieses Grünsandes nach O weiter übergreift. In einer ganzen Anzahl von Bohrungen nordöstlich von R h y n e r n konnte diese Stufe festgestellt werden.

Westlich von Essen bleibt die Verbreitung dieser Grünsandstufe zweifelhaft, hier legt sich, wie weiter unten noch darzulegen ist, das Untersenon zum Teil unmittelbar auf den *Labiatus*-Pläner auf, die höheren Turonschichten sind hierbei wieder vollständig zerstört. Auch das transgredierende Untersenon beginnt hier mit Grünsanden. Bei dem Mangel an noch zugänglichen Aufschlüssen ist es hier daher außerordentlich schwer festzustellen, wie weit die Grünsande im Hangenden des *Labiatus*-Pläners noch zum Bochumer Grünsand gehören, wahrscheinlich ist auch dieser bei dem Vordringen des Untersenons, ebenso wie die höheren Turonschichten vollständig zerstört und hat dabei das Material für den Aufbau des sehr losen Senon-Grünsandes geliefert. Für diese Auffassung spricht ganz besonders auch der Umstand, daß in diesem Gebiet, wo das Untersenon

mit seinem Grünsand an der Basis unmittelbar auf die *Labiatus*-Zone zu liegen kommt, auch die Mächtigkeit des *Labiatus*-Pläners außerordentlich stark reduziert ist. Diese Verminderung der Mächtigkeit der *Labiatus*-Zone scheint in gewissem Grade schon dort zu bestehen, wo die Grünsandzone des Bochumer Grünsandes stärker ausgebildet ist, wie z. B. in den Schachtanlagen der Umgebung von Buer und Gladbeck. Dafür, daß der Bochumer Grünsand aber auch schon bei Essen der Senontransgression zusammen mit den oberen Schichten der *Labiatus*-Zone zum Opfer gefallen ist, spricht der Umstand, daß sich die bei der Senontransgression abgelagerten Grünsande und glaukonitischen Konglomerate westlich von Essen, bei Mülheim (Ruhr), Oberhausen, Hamborn usw. sich auf immer tiefere Schichten der *Labiatus*-Zone und des Cenomans auflagern und schließlich unmittelbar auf das Paläozoicum zu liegen kommen (Beeckerwerth?).

Der Bochumer Grünsand stellt in der Mittleren Kreide die erste bedeutende Regressionserscheinung dar. Bereits zur Zeit, als der *Labiatus*-Pläner abgelagert war, trat in der Umgebung des heutigen Rheintalgrabens eine Hebung des Festlandes ein, unter derem Einfluß sich über dem *Labiatus*-Pläner eine glaukonitische Fazies entwickelte. Da die Verbreitung des Bochumer Grünsandes westlich von Essen heute nicht mehr zu rekonstruieren ist, muß die Frage allerdings offen bleiben, ob diese lokale Regression mit Schollenbewegungen im Gebiet des Rheintalgrabens zusammenhängt oder ob sie vielleicht mit solchen im Gebiet der Ennepe-Störung in Zusammenhang zu bringen ist, was mir wahrscheinlicher ist, da gerade hierfür die Begrenzung der Verbreitung dieses Fazies (vgl. Tafel VI) spricht.

Die Zone des *Inoceramus Lamarcki* ist im übrigen Teile des Beckens von Münster ziemlich gleichmäßig zusammengesetzt. In der Gegend von Dortmund zeichnet sie sich fast in ihrer ganzen Mächtigkeit durch einen schwachen Glaukonitgehalt aus. Dieser nimmt nach O allmählich ab. In der Gegend von Unna besteht diese Zone aus mächtigen weißen oder gelblichen Kalkmergelbänken, die mit geringmächtigen, sehr mürben, dunkelgrauen Plänermergeln wechsellagern. In größerer Tiefe besitzt das Gestein außerordentliche Festigkeit, die aber in der Nähe der Tagesoberfläche infolge der Verwitterung bald verloren geht. Das Gestein ist vielfach als Baustein verwendet worden, obwohl es hierfür kaum geeignet erscheint.

Noch weiter nach O hin wird das Gestein allmählich immer reiner, ändert sich aber doch in seiner Beschaffenheit im großen und ganzen nur wenig. In der Gegend von Altenbeken besteht es aus gelblichen, grauen und bläulichen Plänerkalken von mittlerer Festigkeit, nach STILLE[32]) ist das Gestein in frischem Zustande meist bläulich oder bläulichweiß gefärbt. Im Innern des Beckens von Münster gehen die Mergel allmählich in immer reinere Kalke über, die reinweiße Farbe haben und meist außerordentlich hart sind. Sie unterscheiden sich im Innern des Beckens fast gar nicht von den Kalken der „armen *Rhotomagensis*-Schichten"; ein Unterschied beider Gesteine besteht nur darin, daß die Schichtflächen in dieser Stufe nicht so starke stylolitische Verzahnung mit dem tiefschwarzen Belag aufweisen, wie im Oberen Cenoman.

Auch die Versteinerungsführung ändert sich im Innern des Beckens nur wenig. Die Zone ist meist sehr arm an Arten und auch nicht sehr reich an Individuen. Allem Anschein nach ist die Armut im Innern des Beckens noch größer als am Südrande. Allerdings wurde der *Inoceramus Lamarcki* PARK. auch in den Tiefbohrungen sehr häufig gefunden. Am Südrande finden sich nicht selten die großen Ammoniten, wie *Acanthoceras Woolgari* MANT. und *Pachydiscus Lewesiensis* MANT. und *P. peramplus* MANT. Sie bilden auch am Südrande verhältnismäßig immer eine Seltenheit. Im Innern des Beckens konnten diese naturgemäß nicht festgestellt werden, da unsere Kenntnis sich hier nur auf Tiefbohrungen gründet, der Durchmesser der Bohrkerne im allgemeinen im Vergleich zu der Größe der Ammoniten zu gering ist, so daß selbst dann, wenn zufällig ein solcher Ammonit durchbohrt wird, eine Erkennung des kleinen Ausschnitts aus der riesenhaften Schale nur selten möglich ist.

Eine vollkommen abweichende Fazies dieser Zone stellen die schreibkreideartigen Bildungen am Westrande des Beckens dar, in denen an Stelle der Muscheln in einzelnen Bänken die Seeigel (Galeritenfazies) stark hervortreten. Mit dieser Änderung der Fauna, die von RÖMER, VON DECHEN und in neuerer Zeit besonders von W. LÖSCHER hinlänglich beschrieben ist, geht eine auffällige Veränderung des Gesteinscharakters Hand in Hand, das Gestein nimmt fast vollkommen den Charakter der Schreibkreide an, dabei sind ganze Bänke erfüllt von Ge-

[32]) H. STILLE, Erläuterungen zu Blatt Altenbeken, S. 31.

häusen von Seeigeln. Die Ammoniten treten hierbei zurück, fehlen jedoch keineswegs und auch die Muscheln sind ebenso vorhanden, wie an anderen Orten. Die Inoceramen sind aber fast ausnahmslos zweiklappig erhalten und zeigen oft auffallend dickschalige Ausbildung. Der Kalkgehalt des Gesteins ist in dieser Gegend erheblich höher als in den Plänerkalken, die sonst im ganzen Becken diese Zone vertreten. Die überaus starke Häufung der Seeigel und die kräftigere Beschaffenheit der Muschelschalen läßt darauf schließen, daß hier erheblich flacheres Wasser vorlag, als in den übrigen Teilen des Beckens von Münster. W. Löscher[33]) versuchte nachzuweisen, daß die Galeritenschicht dieser Gegend in nicht größerer Wassertiefe als 20 m abgesetzt ist. Ob es möglich ist, derartig genaue Angaben aufrecht zu erhalten, vermag ich nicht zu entscheiden. Ich stimme jedoch mit Löscher vollkommen darin überein, daß die schreibkreideartigen Bildungen des Turons am Westrande des Beckens von Münster in ganz flachem Wasser abgesetzt sind, während man für die Bildung der gleichaltrigen Schichten in den übrigen Teilen des Beckens Wassertiefen von etwa 100—300 m voraussetzen muß.

Das Auftreten von Seichtwasserbildungen in dieser Gegend ist begleitet von sandigen Einlagerungen in die weißen Kalke, die in der Gegend zwischen Raesfeld, Dorsten und Wulfen erbohrt wurden.

Die Galeritenschichten und die sie begleitenden schreibkreideartigen Bildungen am Westrande des Münsterschen Beckens müssen hier als die zweite lokale Regressionserscheinung innerhalb des Turons angesehen werden, die jedoch zeitlich und örtlich mit der oben erwähnten ersten keinerlei Zusammenhang besitzt. Sie beschränkt sich auf den Westrand des Münsterschen Beckens. Wie weit diese Seichtwasserablagerungen sich in das Innere des Beckens hinein fortsetzen, ist unbekannt. Die einzige Bohrung, die hierüber Aufschluß geben könnte, die Bohrung Metelen wurde vor Erreichung dieser Schichten als aussichtslos eingestellt.

Nach S hin setzen sich diese Flachwasserbildungen bis fast zur Lippe hin fort. Sie ändern hier allerdings schon ihren Charakter; die Kalke sind noch auffallend hell gefärbt,

---

[33]) W. Löscher, Die westfälischen Galeritenschichten als Seichtwasserbildung, diese Zeitschr. Bd. 64, 1912, Monatsber. S. *341*. — Die westfälischen Galeritenschichten, Inaug.-Diss., Neues Jahrb. f. Min. 1910, Beil.-Bd. XXX, S. 269.

zeichnen sich aber durch die erwähnten Einlagerungen von Sandschichten oder vereinzelten Quarzgeröllen, die in die sonst ziemlich reinen Kalke eingebettet sind, aus. Das läßt darauf schließen, daß diese Ablagerungen zwischen Borken und der Lippe in großer Küstennähe gebildet sind, daß also damals wohl schon stellenweise zur Zeit des Mittleren Turons im Gebiet des heutigen Rheintalgrabens Inseln auftauchten, die das Material für die Sande und Gerölle geliefert haben.

Von der über dem *Lamarcki*-Pläner folgenden Zone des *Spondylus spinosus* Schlüters ist die Faziesverschiedenheit in den einzelnen Teilen des Münsterschen Beckens am längsten bekannt. Die Schichten mit *Spondylus spinosus* sind als Grünsand ausgebildet, der als Grünsand von Soest oder von Werl bezeichnet wird. Diese Schichten gehen im weitaus größten Teile des Beckens in Plänerfazies über und werden dann nach dem reichlichen Vorkommen des *Scaphites Geinitzi* d'Orb. als Scaphiten-Pläner bezeichnet.

Die Bezeichnung „Zone des *Spondylus spinosus*" kann nicht aufrecht erhalten werden, da dieses Fossil keine Niveaubeständigkeit besitzt und sowohl in tieferen, als auch in höheren Stufen bis zum Obersenon vorkommt. Es dürfte daher das Zweckmäßigste sein, die Bezeichnung Scaphiten-Pläner oder Zone des *Scaphites Geinitzi* beizubehalten und dabei zwischen der Plänerfazies und der Grünsandfazies zu unterscheiden. H. Stille[34]) hat eingehend beschrieben, in welcher Weise sich der Übergang aus der Grünsandfazies am Ostende ihrer Verbreitung in die normale Plänerfazies vollzieht. Durch seine Beobachtungen ist festgestellt, daß die Grünsandfazies nach O hin in der ganzen Zone immer mehr zurücktritt und schließlich nur noch auf ihre untersten Lagen beschränkt bleibt. Die letzten Ausläufer der Grünsandbildungen fand Stille in der Gegend von Alfen im Almetal, südwestlich von Paderborn. Weiter nach O fehlt jede Spur des Grünsandes, nach W hin dagegen schwillt der Grünsand immer mehr an und ergreift bald die ganze Zone der Scaphitenschichten. Nicht mit Sicherheit zu entscheiden ist es an vielen Stellen, ob diese Grünsandfazies sich lediglich auf die Scaphitenschichten beschränkt oder ob sie auch Teile der nächst höheren und tieferen

[34]) H. Stille, Über die Verteilung der Fazies in den Scaphitenschichten der südöstlichen westfälischen Kreidemulde nebst Bemerkungen zu ihrer Fauna, Jahrb. d. Geol. Landesanst. für 1905, Bd. XXVI, Berlin 1908, S. 140.

Zone mit umfaßt. Diese Frage kann vorläufig mit dem uns zur Verfügung stehenden Material nicht entschieden werden. Ihre Lösung wird der geologischen Spezialaufnahme jenes Gebietes vorbehalten bleiben müssen.

Die beste Ausbildung erreicht die Grünsandfazies der Zone des *Scaphites Geinitzi* in der Gegend von Soest, wo sie sogar das Stadtbild durch die prachtvollen alten in Grünsandstein ausgeführten Bauten ausschlaggebend beeinflußt. Sie erreicht an dieser Stelle, soweit bis jetzt bekannt ist, auch ihre größte Mächtigkeit. Die Bezeichnung „Soester Grünsand" ist daher für diese Zone sehr treffend gewählt.

Nach W hin setzt sich die grünsandige Ausbildung über Werl, Unna, Dortmund, bis in die Gegend von Lüttgendortmund fort; sie begleitet also fast den ganzen Abfall des Haarstranges von Büren bis in das Kohlenrevier. Wir finden sie aber auch im N des Münsterschen Beckens am Osning zwischen Bielefeld und Borgholtshausen wieder, auch dort vertritt sie annähernd die gleiche Stufe. Die Grünsande von Rothenfelde und der Timmeregge (vgl. Tabelle auf S. 201) stehen meiner Ansicht nach ein wenig höher als der eigentliche Soester Grünsand, d. h. sie gehören in den jüngsten Abschnitt der Scaphitenzone, während der Soester Grünsand in der Hauptmasse die älteren Schichten vertritt. Nach dieser Verbreitung war die Annahme gerechtfertigt, daß man sie auch im Innern des Beckens von Münster wiederfinden müßte. Diese Annahme ist aber durch die zahlreichen Tiefbohrungen und Schachtaufschlüsse nicht bestätigt worden. Gerade diese Fazies bleibt auf eine schmale Zone des heutigen Südrandes beschränkt. Wir finden sie zwar noch in den Tiefbohrungen der Gegend von Rhynern und in den Schachtanlagen südlich der Lippe. Mir ist keine einzige Stelle bekannt geworden, wo die Fazies des Soester Grünsandes nördlich der Lippe in einer Bohrung oder einer Schachtanlage festgestellt werden konnte. Die nördlichsten Anlagen innerhalb dieser Umgrenzung, wie z. B. Zeche de Wendel und Minister Achenbach verzeichnen in dieser Stufe nur „Spuren von Grünsand" oder „Blumen von Grünsand in hellgrauem Mergel". Die große Zahl der Tiefbohrungen im Innern des Beckens läßt wie gesagt noch nicht einmal Spuren des Grünsandes mehr erkennen.

Nördlich der Lippe tritt die Zone also überall in Plänerfazies auf. Das gilt ganz besonders auch für den westlichen

Teil des Beckens, wo eine Gliederung innerhalb des Turons bei der gleichartigen petrographischen Beschaffenheit der Gesteine und dem Mangel an Versteinerungen bislang überhaupt nicht durchgeführt werden konnte. Hier ist von den bei Haltern und nördlich von Hervest-Dorsten projektierten Schachtanlagen noch mancherlei Interessantes zu erwarten.

In den Seichtwasserbildungen des nordwestlichen Teiles des Münsterschen Beckens besteht keinerlei Unterschied in der petrographischen Ausbildung dieser Zone gegenüber den vorher besprochenen. Das Gestein ist allerdings nirgends gut aufgeschlossen. Die im Acker aufgefundenen Bruchstücke, die dieser Zone entstammen müssen, stimmen vollkommen mit der nächst tieferen überein, so daß anzunehmen ist, daß hier die Sedimentation in gleicher Weise, wie zur Zeit der vorhergehenden Periode fortschritt, wobei allerdings wieder mit einem schwachen Einsinken des Meeresbodens gerechnet werden muß.

Das oben erwähnte Grünsandvorkommen innerhalb dieser Zone am Osning ist also vollkommen isoliert und hat keinerlei Zusammenhang mit dem Südrande. Es dürfte demnach wohl auf örtliche Hebungen im Teutoburger Waldgebiet zurückzuführen sein. Im übrigen stellt uns die Fazies des Soester Grünsandes die dritte Regressionserscheinung innerhalb des Turons dar. Nach dem Verbreitungsgebiet des Bochumer Grünsandes muß dieser wahrscheinlich in Zusammenhang gebracht werden mit einer Hebung, die damals vielleicht im Gebiet der Ennepe-Talstörung eintrat und hier zu einer örtlichen negativen Verschiebung der Strandlinie nach N führte. Beim Soester Grünsand dagegen muß das Zentrum der lokalen Hebung des Landes im oberen Ruhrgebiet, etwa südlich des Arnsberger Waldes, gelegen haben.

In den Galeritenschichten, deren Fazies bis in diese Zone fortsetzt, kann es sich nur um eine Heraushebung eines Gebirgshorstes westlich des heutigen Westrandes des Münsterschen Beckens, also im Gebiet der mittleren Niederlande, gehandelt haben. Es ist ja bereits durch zahlreiche ältere Arbeiten bewiesen, daß am Niederrhein auf den großen Bruchlinien fortgesetzt Gebirgsbewegungen in verschiedener Richtung eintraten. In dem Gebiet, das das Material zum Aufbau der Schichten nördlich von Öding lieferte, konnte die Heraushebung allerdings wohl kaum bis zur Meeresoberfläche gehen, da wir keinerlei Spuren

von Bildungen finden, die auf Küstennähe schließen lassen. Die Gesteine sind hier vielmehr, wie die Analysen von von der Mark beweisen, überaus rein und zeigen keinerlei Verunreinigungen durch fremdes, eingeschwemmtes Material. Diese Hebung am Westrande des Beckens von Münster kann nur von kurzer Dauer gewesen sein. Löscher nimmt nach seinen Untersuchungen über die Galeritenschichten hier keine größere Wassertiefe als etwa 20 m an. Schließt man sich dieser Auffassung von Löscher an, so ist man zu der Annahme gezwungen, daß bereits spätestens wieder zur Zeit der Ablagerung der Scaphitenschichten eine allmähliche Senkung des Meeresbodens eintrat, da diese Schichten sonst ja überhaupt nicht mehr zur Ablagerung gekommen wären. Diese Senkung des Meeresbodens am Westrande des Beckens von Münster hielt während des ganzen nachfolgenden Oberturons und des Emschers an. Erst dann trat eine neue und wohl die bedeutendste Heraushebung ein.

Die dritte Regressionserscheinung, die Fazies des Soester Grünsandes, ist in Zusammenhang zu bringen mit Gebirgsbewegungen, die zwischen dem Vollmetal und dem oberen Ruhrtal, südlich von Bestwig, eintraten. An welche Bruchsysteme diese Gebirgsbewegungen gebunden sein konnten, ist vorläufig noch nicht bekannt.

Ueber den Scaphitenschichten folgt noch die Zone des *Inoceramus Schloenbachi* J. Böhm (= *In. Cuvieri* Goldf.[34a]). Diese ist in fast allen Teilen des Münsterschen Beckens ziemlich gleichmäßig ausgebildet, sie stellt fast überall einen Übergang zwischen den hellen Mergeln des Turons und den grauen Tonmergeln der Emscher Stufe dar. Sie ist nur sehr selten aufgeschlossen, so daß über ihre Mächtigkeit an den Rändern des Beckens keine zuverlässigen Angaben gemacht werden können. In der Gegend von Unna schließt sich ihr Gestein sehr eng an das der *Lamarcki*-Zone an. Ihre obere Begrenzung ist hier aber in den meisten Fällen zweifelhaft. Besonders in den Tiefbohrungen und Schachtaufschlüssen im Innern des Beckens stößt die Abgrenzung dieser Zone auf sehr große Schwierigkeiten, da entweder sie selbst oder der unmittelbar darüber folgende untere Emscher überaus arm an Versteinerungen ist. In den Tiefbohrungen findet man häufig zwischen dem

---

[34a]) In der Fazies Tabelle II ist an Stelle von *Inoc. Cuvieri* zu setzen: *Inoc. Schloenbachi*.

sicheren grauen Emscher-Mergel und den ebenfalls sicher bestimmten weißen Kalkmergeln des oberen Turons von den Bohrmeistern eine Übergangszone, bestehend aus „hellgrauen“ Mergeln, angegeben. Die Zurechnung dieser Zone zur höheren oder tieferen Stufe ist in vielen Fällen zweifelhaft, zumal da die Bezeichnung hellgrau im Gegensatz zu weiß und grau stets subjektiv ist. In den meisten Fällen ist diese hellgraue Übergangszone aber dem Oberturon zuzurechnen und zum größten Teil als das Äquivalent der *Schloenbachi*-Zone anzusehen. In den fiskalischen Bohrungen, wo eine sorgfältigere Durcharbeitung möglich war, erwies sich diese Zuteilung der Übergangszone zum *Cuvieri*-Pläner stets als richtig.

Faziesunterschiede sind mir in dieser Zone nicht bekannt; allerdings kenne ich am Westrande des Münsterischen Beckens keinen Aufschluß, der sicher über die Zusammensetzung der Fauna und die Gesteinsbeschaffenheit Aufschluß geben könnte. Der am weitesten nach dieser Richtung vorgeschobene Aufschluß ist die Schachtanlage Baldur bei Dorsten. Dort läßt sich keinerlei Unterschied in der Gesteinsbeschaffenheit gegen die tieferen Horizonte des Turons feststellen. Es ist daher wahrscheinlich, daß auch in dem nördlich hieran anschließenden Kreidegebiet bis in die Gegend von Ahaus die Zone ähnlich ausgebildet ist, wie die nächsttieferen Stufen.

Die gesamte Ausbildung der *Schloenbachi*-Zone deutet darauf hin, daß während ihrer ganzen Dauer ein allmähliches Einsinken des Meeresbeckens stattfand, und daß dadurch die lokalen Regressionserscheinungen des Mittleren Turons wieder ausgeglichen wurden. Es ist wahrscheinlich, daß nach Beendigung dieser Zone im Becken von Münster wieder ein Meeresbecken von 200 bis 300 m Tiefe vorlag, und daß nur der Westen von der Lippe an nach Norden geringere Tiefen aufwies. Ob dieses Einsinken des Meeresbodens allerdings mit positiven Strandlinienverschiebungen verbunden war, ist nicht festzustellen. Nach meiner nicht sicher zu beweisenden Auffassung ist dieses nicht der Fall gewesen.

Zweifelhaft bleibt es, ob die höheren Turonschichten in der Südwestecke des Münsterschen Beckens überhaupt zur Ablagerung gekommen sind. Die bereits erwähnte Transgression des Untersenons hat hier ihre Spuren von Lüttgendortmund an vollkommen zerstört. Es ist nicht unwahrscheinlich, daß die Heraushebung des Meeresbodens,

die zur Zerstörung der höheren Turonschichten führte, hier bereits zur Zeit des Oberen Turons, vielleicht schon im Anschluß an die Bildung des Bochumer Grünsandes einsetzte.

Der Vergleich im Profil der gesamten Ausbildungsformen des Turons ergibt sich aus der nachstehenden Uebersichtstabelle II.

Die Obere Kreide.

Emscher.

Nachdem SCHLÜTER[35]) festgestellt hatte, daß sich zwischen das Turon des Industriebezirks und das Untersenon der Gegend von Recklinghausen im Emschertale eine mächtige, aus grauen Tonmergeln bestehende Schichtenfolge einschiebt, die sich auch in größerer Entfernung zwischen beiden Formationen ausscheiden läßt, bezeichnete er diese mit dem Namen Emscher-Mergel. Wie dieser Lokalname bezeichnet, besitzt die Formation ihr Hauptverbreitungsgebiet im Emschertale. Sie besteht dort in der Gegend von Herne aus grauen Tonmergeln, die sich in vollkommen gleichbleibender Beschaffenheit von hier nach N und O durch das ganze Münsterland bis zu den heutigen Rändern des Beckens fortsetzen. Überall, wo wir den Emscher-Mergel in Tiefbohrungen angetroffen haben, bestand er aus diesen gleichförmigen grauen Mergeln, die keinerlei Verschiedenheiten aufweisen. Irrtümlicherweise ist dann von den Bohrmeistern und Bergleuten die gesamte, aus grauen Mergeln bestehende Schichtenfolge über dem Turon als Emscher bezeichnet worden. Diese Auffassung ist natürlich unrichtig, denn es kann als längst erwiesen gelten, daß im östlichen Teile des abgebohrten Gebietes die grauen Mergel die ganze Schichtenfolge vom Obersenon abwärts bis zur Grenze des Turons umfassen.

Faziesunterschiede gibt es im Emscher Westfalens fast gar nicht, fast im ganzen Becken liegt diese Formationsstufe in gleichbleibender Ausbildung vor. Nur im äußersten Südwesten treten Bildungen auf, die auf erneutes Vordringen des Meeres und auf größere Nähe der Küste schließen lassen. Die Verhältnisse sind aber so unsicher, daß sie auf einer besonderen Übersichtskarte nicht sicher genug zur Darstellung gebracht werden konnten, zumal, da eine

---

[35]) CL. SCHLÜTER, Der Emscher-Mergel, diese Zeitschr. Bd. 26, 1874, Abh., S. 775.

Faziestabelle II. Turon des Beckens von Münster.

Turon		Hamborn Mülheim Ruhr Essen Gelsenkirchen	Dortmund Unna	Soest	Centrales Münsterland	Eggegebirge Altenbeken	Osning	Westrand des Beckens von Graes bis Oeding	Borken Raesfeld Dorsten
Oberes Turon	Zone des Jnoceramus Cuvieri	fehlt	Hellgrauer Mergel	Hellgrauer Mergel und Plänerkalke	Hellgrauer Mergel	Hellgrauer Mergel mit Jnoceramus Cuvieri	Hellgrauer Mergel mit Jnoceramus Cuvieri	?	unsicher
	Zone des Scaphites Geinitzi	fehlt	Plänerkalke z.T. glaukonitisch; Soester Grünsand	Soester Grünsand	Pläner-Kalke	Pläner-Kalke	Grünsand der Timmeregge u. von Rotenfelde; Scaphiten-Pläner	Schreibkreide-artige Kalke	Marmorierte vorwiegend weiße Kalke, z.T. mit Sandeinlagerungen oder vereinzelten Quarzgeröllen
Mittleres Turon	Zone des Jnoceramus Lamarcki	fehlt	Pläner Kalke; Bochumer Grünsand	Pläner Kalke		Pläner-Kalke	Plänerkalke mit Jnoceramus Lamarcki mit roten Einlagerungen	Schreibkreide-artige Kalke	Marmorierte vorwiegend weiße Kalke, z.T. mit Sandeinlagerungen oder vereinzelten Quarzgeröllen
Unteres Turon	Zone des Jnoceramus labiatus	Hellgrauer Mergel, an der Basis lokal glaukonitisch	Hellgrauer Mergel mit knolligen Kalkbänken	Hellgrauer Mergel mit knolligen Kalkbänken	Hellgrauer Mergel grünlicher Mergel; Rotpläner selten	Hellgrauer Mergel	Hellgrauer Mergel	Schreibkreide-artige Kalke	Marmorierte vorwiegend weiße Kalke, z.T. mit Sandeinlagerungen oder vereinzelten Quarzgeröllen
						Rotpläner	Rotpläner	Rotpläner	Rotpläner

zuverlässige Abgrenzung gegen das Untersenon bei dem Mangel an Versteinerungen und der nicht sachverständigen Bearbeitung der alten vorübergehenden Schachtaufschlüsse nicht möglich ist. Es steht aber fest, daß schon die Höhen der Umgebung von Stoppenberg bei Essen Versteinerungen des Untersenons führen, ebenso treten bei Mülheim a. Ruhr und bei Ruhrort und Beeck nur noch Schichten mit Untersenonfauna und kein Emscher auf. Daraus ergibt sich, daß westlich von Herne die Grenze zwischen Untersenon und Emscher stark nach S ausbiegt und daß hier Emscher-Mergel wahrscheinlich überhaupt nicht mehr an die Oberfläche kommt und wohl zusammen mit dem Mittleren und Oberen Turon vollkommen zerstört ist.

Die Schichten, die hier den unterturonen *Labiatus*-Pläner überlagern, bestehen aus versteinerungsarmen Grünsanden, die eine zuverlässige Trennung nicht ermöglichen. Es wäre möglich, daß ein Teil dieser Grünsande noch zum Emscher gerechnet werden muß. In der Hauptmasse gehören diese Grünsande aber zu den unteren Schichten des Untersenons. Eine endgültige Trennung beider Formationsstufen ist hier also vorläufig noch nicht möglich, sie dürfte auch später auf besondere Schwierigkeiten stoßen, da neue Schachtanlagen hier vorläufig nicht zu erwarten und die Aufschlüsse in diesen Schichten an der Tagesoberfläche überaus spärlich sind und sein werden. Die gelegentlichen Aufschlüsse gehen selten so tief, daß brauchbare unverwitterte Versteinerungen gefunden werden. Soviel ist aber sicher, daß bei Hamborn, Meiderich und Ruhrort der Emscher-Mergel ganz fehlt und also unmittelbar Untersenon auf älteren Schichten liegt.

In der Emscherstufe kann also im Becken von Münster vielleicht eine küstennahe Bildung im SW des Beckens von den ganz gleichmäßig zusammengesetzten Bildungen der mittleren Tiefen, die im übrigen im weitaus größten Teile des Beckens verbreitet sind, unterschieden werden. Die Konstruktion von Mächtigkeitskurven für den Emscher ist nicht möglich, da die wirklichen Grenzen nur an wenigen Stellen festzulegen sind. Die untere Grenze ist fast überall einigermaßen sicher, die obere Grenze dagegen ist nur in ganz wenigen Fällen einigermaßen annähernd bestimmt. Bei der Konstruktion der Mächtigkeitskurven mußte daher Emscher und Senon zusammengefaßt werden. Irgendwelche brauchbaren Anhaltspunkte für die Lage der Küsten des Emscher Meeres habe ich daher nicht gewinnen können.

Das Senon.

Im Untersenon liegen im Becken von Münster die auffälligsten Faziesverschiedenheiten vor, infolgedessen bereitete die stratigraphische Gliederung hier immer ganz besondere Schwierigkeiten. Die Untersuchungen über die Faziesverschiedenheiten erstrecken sich bis jetzt nur auf die untere Abteilung, im Obersenon sind unsere Kenntnisse aber namentlich des mittleren Teiles und großer Flächen in der östlichen Hälfte, die unter mächtiger Diluvialdecke verborgen sind, noch zu lückenhaft.

Hinsichtlich der Einteilung des Untersenons schließe ich mich Th. Wegner[36]) an (vgl. die nachstehende Tabelle). Als Zonenbezeichnungen müssen hierbei Namen wie: Recklinghäuser Sandmergel, Halterner Sande und Sandkalke von Dülmen in Zukunft fortfallen. Sie bezeichnen ebenso, wie die im gleichen Niveau vorkommenden Grünsande, Formsande (Osterfeld) und Tonmergel nur Ausbildungsformen der gleichen Zonen, z. B. ist die Ausbildungsform der Halterner Sande nicht auf eine bestimmte Zone über dem Mergel mit *Marsupites ornatus* beschränkt, sondern kann auch diese Sandmergel ganz oder teilweise ersetzen. Dabei kommen auch, wie in der Gegend von Dorsten Wechsellagerungen vor. Die Halterner Sandfazies beschränkt sich dort, wo sie auf tiefere Zonen hinabgreift nicht etwa auf deren höhere Teile, sondern sie kann das gesamte Untersenonprofil bis fast zum Emscher-Mergel umfassen. Das gleiche gilt umgekehrt von der Ausbildungsform des Recklinghäuser Sandmergels. Dabei sind allerdings auch Wechsellagerungen mit sandigen Mergeln vom Charakter der Recklinghäuser Sandmergel oder mit reinen Tonmergeln durchaus nicht selten. Ich stimme mit Th. Wegner hinsichtlich der Stellung der einzelnen Stufen vollständig überein. Eine Meinungsverschiedenheit, wenn auch nur geringfügig, besteht lediglich noch hinsichtlich der Sandkalke von Dülmen. Ich bin ebenso wie Wegner zu der Überzeugung gekommen, daß eine Abtrennung von der nächst tieferen Zone des *Pecten muricatus* nicht möglich ist. Die Zone des *Pecten muricatus* muß in Zukunft fortfallen; dagegen kann ich mich aber nicht davon überzeugen, daß eine Überlagerung der Sandkalke von Dülmen über der Fazies des Recklinghäuser Sandmergels oder der Hal-

---

[36]) Th. Wegner, Die Granulatenkreide des westlichen Münsterlandes, diese Zeitschr. Bd. 57, 1905, Abh., S. 112.

Faziestabelle III. Untersenon des Beckens von Münster.

	Gegend von Dorsten	Wesel, Osterfeld Mülheim (Ruhr)	Dülmen, Haltern Recklinghausen Herne Bochum, Essen	Netteberge Kappenberg Lünen	Münster Beckum-Hamm	Ochtrup Metelen Burgsteinfurt
Zone des *Scaphites binodosus*	Sande	Sandmergel mit Sanden wechsellagernd	Dülmener Sandkalke Sande von Haltern	Graue Mergel Sande von Netteberge Graue Mergel	Graue tonige Mergel	
Zone des *Marsupites ornatus*	Sandmergel Sande	Formsande von Osterfeld sandige Mergel	Recklinghauser Sandmergel	Sandmergel Graue schwach sandige Mergel		Graue sandig-kalkige Mergel mit Muschel-brekzien und Phosphorit-bänken
Zone des *Uintacrinus westfalicus*	Sandmergel Geröll- und Konglomerat-schichten	Grünsand mit groben Geröllschichten	Graue tonige Mergel	Graue tonige Mergel mit schwachem Sandgehalt		
Zone des *Inoceramus cardissoides*	Graue z. T. sandige tonige Mergel u. Sande	?	Grünsand	Graue tonige Mergel		Graue tonige z. T. schwach sandige Mergel
Unterlage	Emscher	Palaeozoikum, Trias bis Unter-turon	Unterturon bis Emscher	Emscher	Emscher	Emscher?

terner Sande im Profil von Recklinghausen bis Dülmen nicht vorliegen soll. Ein Blick auf die Karte zeigt, daß nach den Mächtigkeitskurven mit einer Zunahme der Mächtigkeit von wenigstens 200 m von Sythen bis Dülmen zu rechnen ist. Damit ist meiner Ansicht nach, auch wenn in den dürftigen Aufschlüssen über Tage die direkte Auflagerung der Sandkalke auf die Halterner Sande nicht zu beobachten ist, bewiesen, daß die Sandkalke von Dülmen die Halterner Sande überlagern. Im Profil von Olfen nach Lüdinghausen führt eine Untersuchung nicht zum Ziele, da hier, wie die Fazieskarte (Tafel VII) zeigt, überall mit mergeliger Fazies zu rechnen ist.

Die Gleichstellung der Fazies in den einzelnen Teilen des Beckens von Münster ergibt sich aus der nebenstehenden Tabelle III. Außer den am Süd- und Westrande bisher bekannten Faziesformen habe ich als besondere Fazies noch die Ausbildungsform des Untersenons der Gegend von Ochtrup—Burgsteinfurt ausgeschieden, deren Eigentümlichkeiten bereits von TH. WEGNER[37]) und JOH. BÖHM[38]) beschrieben wurden. Das Untersenon liegt dort in einer sehr küstennahen Ausbildungsform vor, in der zahlreiche Muschelbrekzienbänke mit Phosphorit führenden Bänken abwechseln. Diese Ausbildungsform beschränkt sich nicht nur auf die unmittelbare Umgebung von Burgsteinfurt und Ochtrup, sondern wurde auch weiter südlich unter erheblicher Bedeckung mit jüngeren Senonschichten in der Bohrung Metelen von G. MÜLLER nachgewiesen.

Im Untersenon haben wir also zwei wichtige Faziesbezirke zu unterscheiden: einen westlichen mit vorwiegend küstennaher Fazies und einen östlichen mit der Ausbildungsform des offenen freien Wassers der mittleren Tiefen. Die Gesteine der im W vorliegenden Fazies sind Sande, mergelige Sande (Formsande), Glaukonitsande, sandige Mergel, zum Teil mit festen Bänken wechsellagernd (Recklinghäuser Sandmergel) oder reine Quarzsande mit Quarziteinlagerungen (Halterner Sande) und sandige Kalke. Je mehr wir uns dem heutigen Westrande des jetzigen Verbreitungsgebietes nähern, um so mehr herrschen die reinen Sande vor, ihre Korngröße nimmt im allgemeinen zu und nicht selten finden

---

[37]) TH. WEGNER, a. a. O., S. 135.
[38]) JOH. BÖHM, Über die untersenone Fauna bei Burgsteinfurt und Ahaus, Jahrb. Geol. Landesanst. f. 1915, Bd. **36**, I., Berlin 1916, S. 423.

sich auch grobe geröllführende Bänke, die stellenweise in grobe, wenig verfestigte Konglomerate übergehen.

Die Fauna dieser Schichten ist marin. Dickschalige Muscheln herrschen vor und stellenweise finden sich auch Austernbänke, die ganz erfüllt sind von *Ostrea semiplana*. Alles das läßt darauf schließen, daß diese Ablagerungen im W in verhältnismäßig flachem Wasser in ganz geringer Enfernung von der Küste entstanden sind. Daraus ergibt sich weiter, daß im nördlichsten Teile der niederrheinischen Bucht und des holländischen Tieflandes zu jener Zeit eine Landschwelle vollkommen emporgestiegen war, die das Material für diese Sande und Konglomerate lieferte. Anzeichen für dieses Emporsteigen einer Festlandschwelle in den heutigen Niederlanden fanden sich bereits im Cenoman; sie wurden deutlicher und charakteristischer im Turon, namentlich in der Zeit des Mittleren Turons, dann trat anscheinend ein Stillstand dieser Aufwärtsbewegung ein, bis im Untersenon ein rasches und vollständiges Auftauchen erfolgte. Diese Feststellungen decken sich vollkommen mit der auf anderem Wege gewonnenen Auffassung von Herrn P. Krusch[39]) über das Vorhandensein eines alten Gebirges an der heutigen preußisch-holländischen Grenze. Zwei vollkommen getrennte Wege führen uns zu dem gleichen Ergebnis. Die hoch interessanten Ausführungen von Herrn P. Krusch finden also in der Entwicklung der Fazies eine sehr wesentliche Bestätigung, so daß alle Zweifel, die dagegen erhoben werden könnten, wohl behoben sein dürften.

Während im nordwestlichen Teile des Beckens von Münster als Folge des Auftauchens dieser Festlandschwelle eine Regression des Untersenonmeeres eintrat, ist in der südwestlichen Ecke des Beckens eine Transgression festzustellen. Die Feststellung dieser wurde außerordentlich erschwert durch die Regressionserscheinungen, die im Turon in der gleichen Gegend festzustellen waren. Die epirogenetischen Bewegungen, die hier bei der Turonregression eintraten, fallen örtlich zusammen mit den in entgegengesetztem Sinne wirkenden Bewegungen zur Untersenonzeit. Infolge dieses Zusammentreffens ist das obere Turon und der Emscher in einer breiten Zone zerstört und die Reste des Unteren Turons schneiden sich unter einem sehr spitzen Winkel mit denen des Untersenons. Infolgedessen kommen

[39]) P. Krusch, Der Gebirgsbau im Preußisch-holländischen Grenzgebiet von Winterswijk, Weseke, Buurse usw., diese Zeitschr. Bd. **71**, 1919, Monatsber., S. *139*.

örtlich die bei der Senontransgression gebildeten Grünsande unmittelbar auf die bei der Regression im Turon gebildeten Grünsande zu liegen. In einem aus den Karten ersichtlichen Gebiet im SW des Beckens fällt die Senontransgression daher schwer trennbar zusammen mit der ersten Regression innerhalb des Turons, die im SW des Beckens von Münster, wie oben dargelegt, durch die Verbreitung der Fazies des Bochumer Grünsandes an der oberen Grenze der Zone des *Inoceramus labiatus* bezeichnet wird. Während wir im Turon und Cenoman das offene Meer im N zu suchen hatten und zu jener Zeit im SW eine Festlandschwelle lag, haben wir fast umgekehrte Verhältnisse zur Zeit des Untersenons. Die Festlandschwelle im mittleren Teile des unteren Rheintalgrabens hat sich gesenkt und ist vollkommen verschwunden. Infolgedessen drang von dieser Seite ein Meeresarm in das Becken von Münster ein und überflutete die dort bereits abgelagerten Kreideschichten. Hierbei gingen Teile der alten Kreidedecke zum Teil vollständig verloren.

Auf der Karte des Turons war es möglich, die Gebiete auszugrenzen, in denen von dieser Formation nur die unterste Zone oder Teile der höheren Zonen erhalten geblieben sind. In einem großen Teile des Industriebezirks und zwar vom Rhein bis in die Gegend von Essen ist nur die Zone des *Inoceramus labiatus* erhalten geblieben, aber auch diese ist in der Nähe des Rheines in ihrer Mächtigkeit stark vermindert, sie fehlt auf einigen Schachtanlagen der Thyssenschen Werke aber ganz. Die bei dieser Transgression gebildeten Grünsande haben also annähernd die gleiche Lage zum *Labiatus*-Pläner, wie der Bochumer Grünsand. Es war daher bei der Versteinerungsarmut dieser Schichten außerordentlich schwer und meist praktisch unmöglich, zwischen den Teilen des Grünsandes, der noch zum Turon, und dem, der noch zum Untersenon zu rechnen ist, die Grenze zu ziehen. Weder petrographisch noch faunistisch ist eine Trennung möglich. Bis in die Gegend von Essen ist jedoch vom Rhein an mit Sicherheit nachzuweisen, daß die Schichten des Grünsandes, die sich auf den *Labiatus*-Pläner auflagern, zum Untersenon zu rechnen sind. Zwischen Bochum und Essen, wo nur außerordentlich dürftige Aufschlüsse vorliegen, und neue Schächte, die eine genauere Untersuchung ermöglicht hätten, nicht vorliegen, ist die Stellung dieser Grünsande im höchsten Grade zweifelhaft. Erst östlich von Bochum stellen sich über dem Grünsand, der den *Labiatus*-Pläner im Hangenden begrenzt,

Kalkmergel mit *Inoceramus Lamarcki* ein. Hier kann naturgemäß kein Zweifel mehr bestehen, daß diese Schichten zum Turon zu rechnen sind, und den eigentlichen Bochumer Grünsand vertreten, während bei Essen kein „Bochumer Grünsand“ im Sinne meiner obigen Definition auftritt.

Die im W auftretenden Grünsande untersenonen Alters halte ich für Äquivalente des Vaalser Grünsandes. Sie stellen das Bindeglied zwischen dem Untersenon des Beckens von Münster und der Kreide von Aachen und Westbelgien dar.

Gleichzeitig mit der Transgression des Untersenons in der Nähe des heutigen Süd- und Südwestrandes setzte infolge der weiteren Hebung der schon in der Mittleren Kreide angelegten Festlandschwelle oder besser gesagt Inselmasse in den mittleren Niederlanden eine Regression in der Nähe des heutigen Nordwestrandes ein, die ihren Einfluß in dem Verbreitungsgebiet der sandigen küstennahen Ausbildungsformen des Untersenons im Becken von Münster geltend macht. Diese Ausbildungsformen greifen nicht sehr weit nach O in das Becken hinein, sie erreichen ihr Ende bekanntlich in den Höhenzügen von Kappenberg, Ondrup und Südkirchen. Es ist nicht ausgeschlossen, daß auch darüber hinaus noch stellenweise sandige Gesteine in Untersenon innerhalb des Beckens auftreten, jedoch ist Sicheres darüber aus den zahlreichen Bohrprofilen nicht zu entnehmen. Die Bohrprofile lassen aber verschiedentlich Hinweise darauf erkennen, wie z. B. Bemerkungen des Bohrmeisters: „Harte Schichten“, „Feste Bänke“, oder „Harte Kalkeinlagerungen“. Welcher Art diese harten Einlagerungen oder festen Bänke gewesen sind, ist nie festzustellen gewesen, da die Schichten des Untersenons und des Emscher fast ausnahmslos mit Stoßbohrverfahren durchteuft sind; man ging zu Kernbohrungen fast stets erst dann über, wenn etwas hellere Schichten, die auf dem Beginn des Turons hindeuteten, erreicht wurden oder wenn das Härterwerden der Schichten an der Grenze des Turons beim Stoßbohrverfahren den Fortschritt der Bohrung erheblich aufhielt. Die Folge ist, daß nur äußerst selten brauchbare Bohrproben vorliegen und Versteinerungsreste überhaupt nicht gefunden sind. Auf das vorliegende Bohrmehl konnten sichere Schlüsse meist nicht aufgebaut werden.

In der Gegend von Ahlen und Beckum finden sich aber keine Spuren mehr von sandigen Einlagerungen. Hier konn-

ten verschiedene Schächte, wie z. B. die Schächte der Zeche Westfalen genauer daraufhin untersucht werden. Auch die sorgfältig untersuchten Proben der Bohrungen Hoetmar und Everswinkel ließen keine Spuren von Einlagerungen sandiger Gesteine mehr erkennen. Daraus ergibt sich der Schluß, daß zum wenigsten von der Linie Hamm—Münster ab nach O hin keine Spuren von sandigen Gesteinen im Senon zu erwarten sind. Die gesamte Schichtenfolge des Untersenons von der oberen bis zur unteren Grenze liegt dort in der Form dunkler toniger Mergel vor, die in keiner Weise von denen des Emscher-Mergels abweichen. Bei dem Mangel an Versteinerungen ist daher in dieser Gegend die Trennung von Emscher und Untersenon in den Bohrungen ausgeschlossen. Auch in den Schächten stößt diese während des Abteufens auf die größten Schwierigkeiten. Hier bestände zwar die Möglichkeit, die Fauna festzustellen. Das überaus rasche Fortschreiten des Abteufens erforderte aber so starke Sprengladungen, daß nur äußerst selten bestimmbare Versteinerungen gefunden werden konnten.

Bei der verhältnismäßig großen Armut an Tierresten in diesen Schichten in der tonig-mergeligen Ausbildung lohnte es sich nicht, das Schachtabteufen dauernd zu verfolgen und Woche für Woche das geförderte Gesteinsmaterial durchzuklopfen. Mehrere Versuche, die von mir in dieser Richtung unternommen wurden, führten zu derart unbefriedigenden Ergebnissen, daß von weiteren fortlaufenden Untersuchungen abgesehen werden mußte. Die Gleichförmigkeit dieser tonigen Mergel läßt nur den Schluß zu, daß sie in größerer Entfernung von der Küste entstanden sind. Dafür spricht auch ihre Fauna die hier vorwiegend aus Ammoniten besteht. Die Inoceramen sind in diesem Teile des Beckens seltener geworden. Es liegen lediglich zartschalige Formen vor, die keinen starken Wellenschlag vertragen können. Daraus ist zu schließen, daß diese Schichten in mittleren Tiefen und in größerer Entfernung von der Küste entstanden sein müssen. Die Küste muß sich im Vergleich zum Turon im O allmählich weiter nach S vorgeschoben haben, und zwar dürfte das Untertauchen der alten Festlandsgrenze in so kurzer Frist erfolgt sein, daß Einschwemmungen von g r ö b e r e m Zerstörungsmaterial bis in den heute noch erhalten gebliebenen Teil des Kreidebeckens nicht erfolgen konnten. Alles, was von diesen Ablagerungen über den heutigen Höhen des Sauerlandes ab-

gelagert wurde, ist seitdem wohl schon zur Tertiärzeit vollkommen wieder zerstört und restlos fortgewaschen. Vielleicht hat ein Teil dieser abgetragenen Tone und Tonmergel das Material zum Aufbau der Septarientone und anderer toniger Ablagerungen des Tertiärs geliefert.

Im Obersenon sind die Faziesverhältnisse im Becken von Münster noch sehr wenig geklärt. In tiefgehenden Aufschlüssen kennen wir meist nur einen ganz kleinen Teil des Obersenon-Profils und sind daher nicht in der Lage, die Ausbildung irgend einer Stufe über ein großes Gebiet zu verfolgen. Bekannt ist, daß sich auch an der Oberfläche bedeutende Aufschlüsse im Obersenon eigentlich nur in den Baumbergen und ihrer Umgebung, sowie in den ausgedehnten Kalk- und Zementmergelbrüchen von Neubeckum und Ennigerloh finden. Zwischen beiden Gebieten bestehen aber bedeutende Unterschiede in der Ausbildung. In den Baumbergen herrschen kalkige Sandsteine bei weitem vor, während in der Beckumer Gegend nur Kalke und Tonmergel auftreten. Die höchsten Teile der Baumberge enthalten die jüngsten Schichten der Westfälischen Kreide. Wie die Tiefenkurven der Untersenon- und Emscher-Unterkante zeigen, haben wir in den Baumbergen mit ganz bedeutend größeren Mächtigkeiten der Formation zu rechnen als in allen übrigen Teilen des Beckens von Münster. Es ist daher mit großer Sicherheit anzunehmen, daß die in den Baumbergen auftretenden Schichten des Obersenons die jüngsten überhaupt in Westfalen bekannten Kreideschichten darstellen, die in anderen Teilen des Beckens keine Äquivalente haben.

Das tiefere Obersenon der Gegend von Coesfeld weicht in ähnlicher Weise wie das übrige Senon in seiner Ausbildung stark von dem Obersenon des gesamten übrigen Beckens ab. Die kalkigen Sandsteine und mergeligen Kalke dieser Gegend zeigen vielfach einen Charakter, ähnlich den Plänerkalken am Südrande des Beckens. Gleichaltrige Schichten treten dagegen in den Tiefbohrungen weiter östlich, wie z. B. in der Gegend von Münster, bei Saerbeck und bei Everswinkel in der Form der grauen tonigen Mergel auf, die sich in keiner Weise vom Emscher-Mergel jener Gegend unterscheiden. Hier bilden diese grauen Mergel also eine Schichtenfolge von mindestens 1400 m Mächtigkeit, die Emscher, Unter- und Obersenon umfaßt und dabei keine Spuren einer Aenderung in den Absatzbedingungen in dieser langen Periode erkennen läßt.

Auf die Beigabe einer vergleichenden Profiltabelle und einer Fazieskarte muß ich wegen der noch bestehenden Unsicherheit hier vorläufig verzichten.

Über die Faziesentwicklung des Obersenons im Becken von Münster läßt sich auf Grund unserer bisherigen Kenntnisse nur soviel sagen, daß im NW des Beckens ein allmähliches Ausklingen der Nachwirkungen der Untersenonregression feststellbar ist, während im zentralen und östlichen Teile des Beckens keine Änderung der Fazies des Untersenons und Emschers eintrat. In der Mitte und im O trifft man also die Fazies des offenen Meeres der mittleren Tiefen an. Im NW dagegen erkennen wir abgeschwächt noch den Einfluß der im Untersenon gebildeten Inseln. Tierwelt und petrographische Beschaffenheit lassen aber die Annahme einer so großen Küstennähe, wie sie sich für das Untersenon ergibt nicht mehr zu. Die Landschwelle, die ihren Höhepunkt der Aufwärtsbewegung im Untersenon erreichte, tauchte wieder unter oder war schon untergetaucht, so daß wohl nur noch die Randfazies einer Seichtwasserbildung vorlag. Wir haben es hier in den Baumbergen und ihrer Umgebung also meiner Ansicht nach mit den äußersten Wirkungen einer außerhalb des eigentlichen Beckens liegenden örtlichen Transgression zu tun, die der Regression folgte. Die Umkehrung der Bewegung möchte ich in die Zeit der Ablagerung der Grünsande mit *Becksia Soekelandi* bei Coesfeld verlegen, die auch nur eine Fazies und keine selbständige Zone darstellen.

Lagerungsverhältnisse der Mittleren und Oberen Kreide.

Das im vorstehenden entworfene Bild der Faziesentwicklung wäre höchst unvollkommen, wenn nicht noch einige kurze Bemerkungen über Tektonik hinzugefügt würden.

Am Südrande des Beckens von Münster liegen die Kreideschichten überall flach. Sie fallen mit einer Neigung von etwa 1 bis 3 Grad nach N hin ein. Diese Neigung bleibt ungefähr die gleiche, bis zum zentralen Teile des Beckens. Hier liegt die Kreide, wie sich aus der Kombination der Mächtigkeitskurven auf den einzelnen Fazieskarten (Taf. V—VII) ergibt, zunächst ganz horizontal, sie hebt sich dann aber nahe am Nord- und Westrande unter wesentlich steilerem Winkel heraus, am Nordrande sind die Schichten sogar zum großen Teile überkippt. Spezialmulden sind im Becken von Münster fast

nirgends bekannt. Nur in den Baumbergen liegt das Obersenon in einer flach muldenförmigen Lagerung. Schwache Faltung verrät auch der geschlängelte Verlauf des Turons und des Cenomans zwischen Rheine, Ochtrup, Graes usw. bis Weseke.

Nach der bisher herrschenden Auffassung sollten im Becken von Münster in der Oberen Kreide auch Verwerfungen nicht oder nur äußerst selten vorkommen. Diejenigen Stellen, an denen die Kreide unter ihr sonstiges Niveau in das Steinkohlengebirge hinabgriff, wurden als „Mergelabstürze" bezeichnet und als ausgefüllte Auswaschungen der Carbon-Oberfläche gedeutet, die entweder schon vor der Cenoman-Transgression entstanden oder durch die Brandung des Cenomanmeeres gebildet sein sollen. Diese Auffassung ist für eine ganze Reihe von „Mergelabstürzen" zweifellos richtig. Es ist aber längst bekannt, daß eine andere vielleicht größere Zahl nicht als Auswaschungen der Carbon-Oberfläche zu deuten ist, sondern als echte Verwerfungen angesehen werden muß.

In allen diesen Fällen handelt es sich um alte Störungen, die im Spätcarbon bereits angelegt wurden und später von neuem aufrissen. Nicht selten finden wir hierbei, daß bei diesem späteren Aufreißen die Schollenbewegung in anderem Sinne stattfand, als bei der ersten Anlage der Verwerfungen. Irgendwelche Regeln lassen sich hierbei jedoch nicht aufstellen. Allem Anscheine nach überwiegen in der Kreide solche Verwerfungen, an denen die östliche Scholle gesunken ist, doch bildet auch dieses keineswegs die Regel.

Am längsten bekannt sind Verwerfungen größeren Ausmaßes in der Oberen Kreide in der Nähe des Rheintalgrabens, besonders zahlreiche Verwerfungen wurden in der Gegend von Dorsten, Raesfeld und Rhade festgestellt. Diese sind bereits von KRUSCH, KUKUK und mir beschrieben. In dieser Gegend sind sie so zahlreich bekannt, daß sich ihre Aufzählung hier erübrigt. Auch hier handelt es sich ausnahmslos um neuaufgerissene alte Störungen, deren Ausmaß in der Kreide wesentlich geringer ist, als in der Trias, dem Zechstein und dem Carbon. Die verschiedene Mächtigkeit von Zechstein, Trias, Jura und Kreide beweist, daß die Schollen in langen Zwischenräumen abwechselnd niedersanken, wobei jedesmal vor Eintritt der neuen Bewegung reichlich Zeit zur Abtragung auf den jeweiligen Horsten verblieb.

Ebenso lange bekannt sind auch schon die Verwerfungen, die Stille in der Gegend von Altenbeken und Paderborn in der Oberen Kreide feststellte. Es war daher auffällig, daß an dem ganzen Gebiet des Südrandes zwischen der Gegend von Paderborn und dem Rheintalgraben größere Querverwerfungen fehlen sollten. Die Untersuchung der Tiefbohr- und Schachtaufschlüsse und die geologische Spezialaufnahme ergaben aber, daß hier Verwerfungen durchaus nicht fehlen, wenn sie auch nicht sehr häufig sind. In der näheren Umgebung von Essen habe ich Verwerfungen der Oberen Kreide nicht feststellen können. Bei Bochum dagegen fand ich eine gut aufgeschlossene Verwerfung der Oberen Kreide beim Bahnbau, etwa 1,5 km östlich des Bahnhofs Bochum-Nord. Wesentlich auffälliger sind aber die bedeutenden Störungen in der Nähe von Dortmund. Die große Rüdinghäuser Störung, welche östlich von Annen in der Wittener Mulde die Fettkohlengruppe in die Magerkohlenpartie einsinken läßt, hat hier auch die Kreide mitversenkt. Die Folge von dieser Verwerfung der Kreide ist, daß die Südgrenze des Kreidemergels bei Oespel ganz unvermittelt um mehr als 1 km nach Süden ausbiegt. Ein Vergleich der Höhenlage der einzelnen Kreidezonen östlich und westlich dieser Störung zeigt, daß es sich hier nicht um eine nachträgliche Erosionserscheinung des Kreiderandes, sondern um eine Verwerfung handelt. Die gleiche Erscheinung beobachten wir bei Hoerde an der Kippsburg, an der großen Bickefelder Störung. Hier ist ebenso wie im Carbon der westliche Flügel abgesunken.

Im Zusammenhang mit Querverwerfungen steht höchst wahrscheinlich auch das auffällige starke Ausbiegen der Südgrenze des Kreidemergels bei Opherdicke, doch ist an dieser Stelle ein sicherer Beweis vorläufig noch nicht gelungen. Der Königsborner Sprung veranlaßt ein östliches Absinken zur Zeit des Spätcarbons, der Trias und der Nachkreidezeit und veranlaßt daher ein Absinken der östlichen Scholle des Carbons, des Zechsteins (Mendener Konglomerats) und der Mittleren Kreide. Eine sichere Verwerfung konnte in der Mittleren Kreide am südlichen Teile der Grenze der Meßtischblätter Unna und Werl am Strullbach, östlich von Bausenhagen nachgewiesen werden, die deutliche Schleppungserscheinungen in den Tagesaufschlüssen erkennen läßt.

Östlich von hier sind Verwerfungen in der Kreide bislang noch nicht nachgewiesen. Damit ist aber ihr Fehlen noch keineswegs wahrscheinlich gemacht; es ist vielmehr zu erwarten, daß bei aufmerksamer Begehung des Südrandes noch eine ganze Anzahl von bedeutenden Verwerfungen auch in diesem Teile des Beckens von Münster festzustellen sein wird.

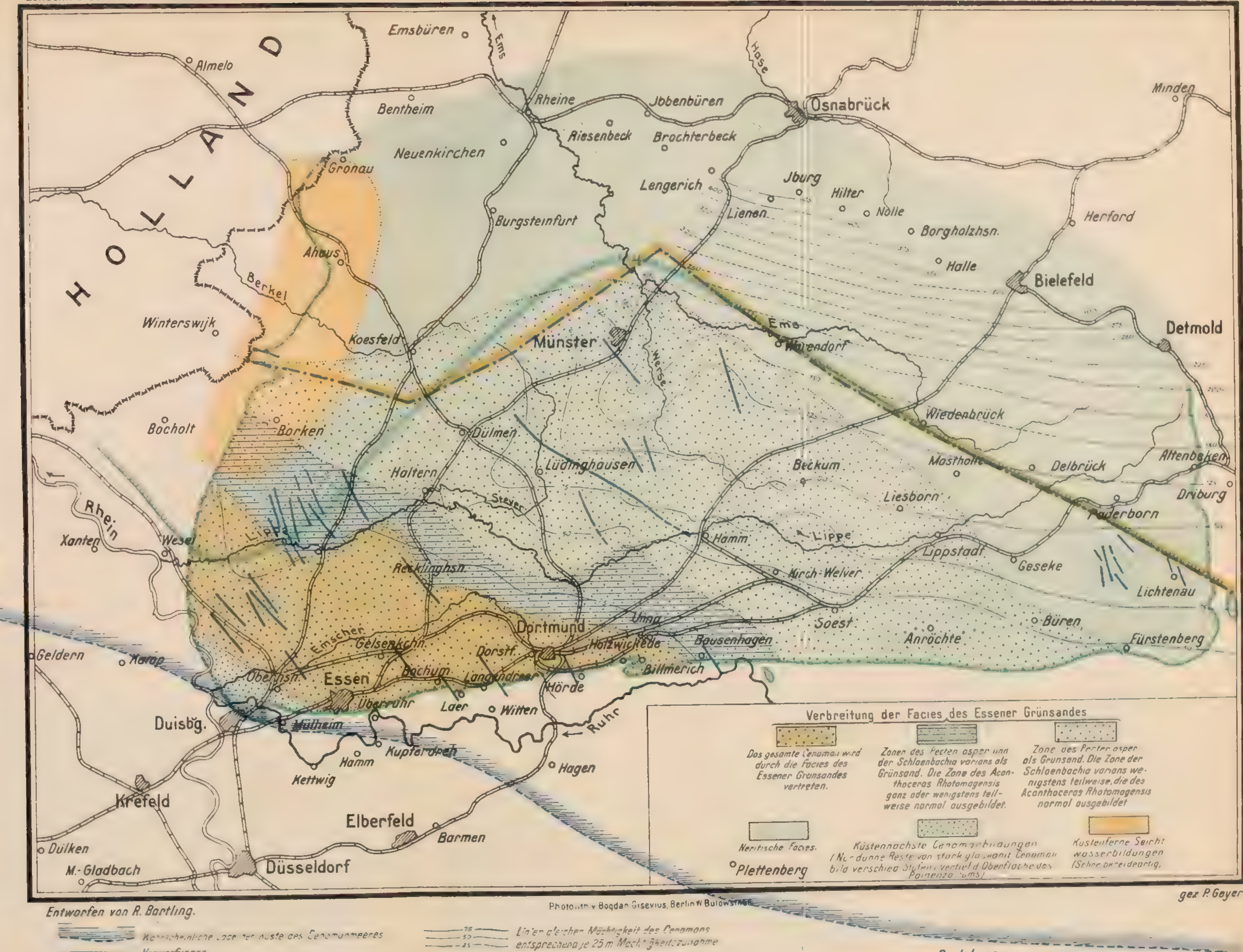
Auch im Innern des Beckens ist eine Reihe von Querverwerfungen bekannt geworden. Die große Störung der Kreide auf der Zeche General Blumenthal bei Recklinghausen ist durch die Verwerfung Germania—General Blumenthal veranlaßt, die mit der Rüdinghäuser Verwerfung zu identifizieren ist. Diese Störung ist auch heute noch in Bewegung, wie durch die Feinnivellements im Lippetale bewiesen wird.

Je mehr wir uns dem Zentrum des Beckens und damit dem großen Münsterländischen Hauptabbruch nähern, umsomehr nehmen auch hier Verwerfungen der Oberen Kreide zu. Eine der bedeutendsten Verwerfungen konnte ich zwischen den unmittelbar nebeneinanderliegenden Bohrungen in Elvert, nordöstlich von Lüdinghausen feststellen. Die durch die Bohrungen nachgewiesene Sprunghöhe beträgt in der Kreide ungefähr 120 m. Es ist wahrscheinlich, daß diese Verwerfung sich bis in die Gegend von Hamm verfolgen läßt, doch ist ihre Lage nach den alten, oft nicht genau genug untersuchten Tiefbohrungen nicht immer sicher zu bestimmen. Eine fast ebenso bedeutende Störung wurde in den Tiefbohrungen in den Steinkohlenfeldern Münster bei Hiltrup festgestellt, eine weitere muß zwischen den beiden fiskalischen Tiefbohrungen Everswinkel und Hoetmar angenommen werden.

Nach diesen Feststellungen sind wir also gezwungen, die bisherige Auffassung, daß die Störungen nur selten in die Kreide hineinsetzen, erheblich abzuändern, wahrscheinlich wird der nach Norden hin fortschreitende Bergbau noch eine größere Zahl derartiger Verwerfungen festlegen. Diese Tatsache ist praktisch von sehr großer Wichtigkeit, da aus derartigen Klüften, die eine ungehinderte Verbindung zwischen Deckgebirge und Carbon darstellen, unter Umständen sehr bedeutende Wassermassen zu erwarten sind.

Während die bisher im S nachgewiesenen Verwerfungen der Kreide sich in der Richtung ganz den spätcarbonischen Querverwerfungen anpassen, scheinen sie im Zentrum des Beckens sich der Richtung des Münsterländischen Hauptabbruchs anzupassen, also in herzynischem Streichen zu ver-

Cenoman.


HOLLAND
Emsbüren
Ems
Hase
Almelo
Rheine
Jbbenbüren
Osnabrück
Minden
Bentheim
Riesenbeck
Brochterbeck
Neuenkirchen
Gronau
Lengerich
Jburg
Hilter
Nolle
Lienen
Burgsteinfurt
Herford
Borgholzhsn.
Ahaus
Halle
Berkel
Bielefeld
Winterswijk
Koesfeld
Münster
Werse
Detmold
Wiedenbrück
Bocholt
Borken
Dülmen
Kleve
Haltern
Lüdinghausen
Beckum
Mastholte
Delbrück
Altenbeken
Liesborn
Driburg
Stever
Rhein
Paderborn
Xanten
Wesel
Lippe
Hamm
Gocho
Recklinghsn.
Lippstadt
Geseke
Kirch-Welver
Lichtenau
Unna
Soest
Büren
Dortmund
Emscher
Gelsenkchn.
Holzwickede
Bausenhagen
Anröchte
Fürstenberg
Geldern
Dorstf.
Essen
Bochum
Hörde
Billmerich
Laer
Witten
Duisbg.
Mülheim
Ruhr
Hamm
Kupferdreh
Hagen
Kettwig
Krefeld
Elberfeld
Barmen
Dülken
M.-Gladbach
Düsseldorf
Plettenberg
Verbreitung der Facies des Essener Grünsandes
Das gesamte Cenoman wird durch die Facies des Essener Grünsandes vertreten.
Zonen des Pecten asper und der Schloenbachia varians als Grünsand. Die Zone des Acanthoceras Rhotomagensis ganz oder wenigstens teilweise normal ausgebildet.
Zone des Pecten asper als Grünsand. Die Zone der Schloenbachia varians wenigstens teilweise, die des Acanthoceras Rhotomagensis normal ausgebildet
Neritische Facies.
Küstennächste Cenomanbildungen
Küstenferne Seichtwasserbildungen
gez P. Geyer
Entworfen von R. Bartling.
Photolith v Bogdan Gisevius, Berlin W Bülowstr.
Verwerfungen.
Münsterländer Hauptabbruch.
Ungefähre Faciesgrenze.
Linien gleicher Mächtigkeit des Cenomans
Südrand des Grünsandes im Albien.
Heutige Verbreitungsgrenze des Cenomans
Berleburg
Frankenberg



Turon.

Glaukonitführende Küstenfacies des unteren Labiatusplaners.

Verbreitung des Rotplaners an der Basis der Zone d. Jnoceramus labiatus.

Verbreitungsgebiet d. facies d. Bochumer Grünsandes a. d. Basis d. Zone d. Jnoceramus Lamarcki.

Verbreitungsgebiet d. facies d. Soester Grünsandes in der Zone d. Scaphites Geinitzi.

Neritische u. zonarische facies des ganzen Turons

Vorkommen von Sand und Quarzgerölleinlagerungen in den Turonkalken

Küstenferne Seichtwasserbildungen im Turon (schreibkreideartig), Galeritenfacies.

Unvollständige Ausbildung des Turons,

nur d. Zone d. Jnoceramus labiatus erhalten

die Zone des Jnoceramus labiatus ist vollständig erhalten, die höheren Zonen fehlen teilweise

Entworfen von R. Bartling.

Photolith v. Bogdan Gisevius, Berlin W. Bulowstr. 66

gez. P. Geyer

Wahrscheinliche Lage der Küste des Turonmeeres.

Verwerfungen.

Münsterländer Hauptabbruch.

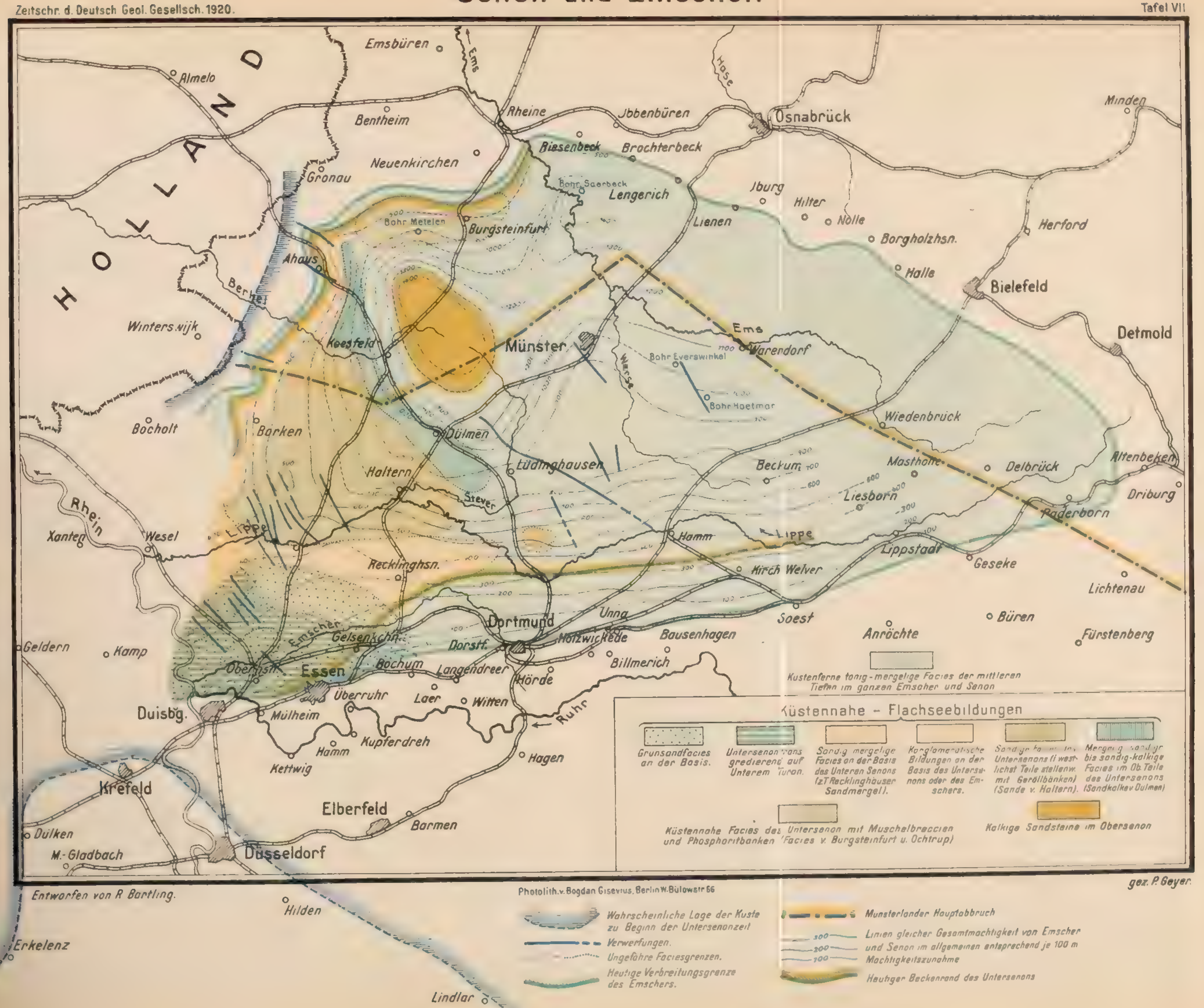
Ungefähre Faciesgrenze.

Linien gleicher Gesamtmächtigkeit des Turons entsprechend je 25 m Mächtigkeitszunahme.

Heutige Verbreitungsgrenze der Zone des Jnoceramus labiatus.



Senon und Emscher.





laufen. Wenn meine Auffassung richtig ist, daß die Störungen von Oeding-Winterswijk als Fortsetzung des Münsterländischen Hauptabbruchs anzusehen sind, so hat sicher der Bergbau auch im Rheintalgraben und seiner Nähe bei weiterem Vordringen nach N bald mit solchen herzynisch streichenden Verwerfungen, die bis in die Obere Kreide hinauf durchsetzen, zu rechnen.

Zusammenfassung.

Der große Münsterländische Hauptabbruch wurde von der Transgression der Unteren Kreide nur wenig oder gar nicht überschritten.

Die durch die Transgression des Cenomans gebildete Küstenlinie weicht erheblich von dem heutigen Beckenrand ab; sie lag erheblich südlicher im Sauerlande. Im Cenoman sind bereits erhebliche Faziesverschiedenheiten nachweisbar. Es ist zwischen einer küstennahen Ausbildung im W des Beckens und einer küstenfernen Ausbildung im O zu unterscheiden. Außerdem müssen die schreibkreideartigen Bildungen zwischen Oeding und Graes, nordwestlich von Ahaus, als küstenferne Seichtwasserbildungen gedeutet werden.

Der Essener Grünsand ist nicht eine Zone des Cenomans, sondern eine Fazies, die alle Stufen umfassen kann. Mit Hilfe der zahlreichen Tiefbohrungen und Schachtaufschlüsse ließen sich auf Tafel V die Gebiete ausgrenzen, in denen das Cenoman ganz in Grünsandfazies vorliegt, in denen nur die Zonen des *Pecten asper* und der *Schloenbachia varians* in der Fazies des Essener Grünsandes ausgebildet sind, und schließlich die Gebiete, in denen die beiden höheren Zonen normal ausgebildet sind und nur die unterste Zone ganz oder teilweise in der Fazies des Essener Grünsandes auftritt.

In der Turonzeit traten mehrere Regressionen ein, die wahrscheinlich örtliche Ursachen in Form von Schollenbewegungen des älteren Gebirges und damit zusammenhängenden örtlichen Verschiebungen der Küstenlinie gehabt haben. Die erste Regression zeigt sich durch das Auftreten des Bochumer Grünsandes, die zweite durch den Soester Grünsand, mit dem der Grünsand der Timmeregge und von Rothenfelde annähernd gleichartig ist. Im zentralen Teile des Münsterschen Beckens fand sich von diesen Grünsanden keine

Spur. Ein abweichende Fazies stellen die Galeritenschichten und die sie begleitenden schreibkreideartigen Bildungen des Turons zwischen Stadtlohn und Ahaus dar. Sie sind eine ausgesprochene Seichtwasserbildung, die beweist, daß die bereits in der Cenomanzeit angelegte Festlandschwelle im östlichen Holland sich weiter herausgehoben hat, ohne in größerer Ausdehnung über dem Meeresspiegel herauszusteigen.

In der Zeit des Emschers finden wir nur geringfügige fazielle Verschiedenheiten, in der Nähe des Westrandes fällt aber eine Zunahme des Sandgehaltes in den sonst tonig-mergeligen Schichten auf. Diese hängt wahrscheinlich mit einer weiteren Hebung der Festlandschwelle in den heutigen Niederlanden zusammen.

Die auffälligsten Verschiedenheiten der Fazies zeigt das Untersenon. Im ganzen W des Münsterschen Beckens herrschen hier sandige Gesteine vor, während im O küstenferne Ablagerungen in Form von tonigen Mergeln und mergeligen Kalken gleichzeitig abgesetzt wurden. In der Gegend von Oberhausen, Mülheim-Ruhr und Essen zeigt sich, daß das Untersenon über die unterste Zone des Turons transgrediert. Dieses hängt damit zusammen, daß gegen Ende der Emscher-Zeit oder zu Beginn des Untersenons im Gebiet des heutigen Rheintalgrabens eine starke Senkung eintrat. Hierdurch trat eine Ueberflutung von W her ein, die Teile des Turons bis auf schwache Reste zerstörte. Die hierbei gebildeten Grünsande und sandigen Mergel stellen die Verbindung zwischen den Vaalser Grünsanden und dem Aachener Untersenon mit dem Becken von Münster dar.

Die Festlandschwelle in den Niederlanden ist weiter emporgestiegen und hat durch die Zerstörung ihrer Küsten das Material für den Aufbau der sandigen Untersenon-Gesteine geliefert, die im W des Beckens vorherrschen.

Auch im Obersenon lassen sich ähnliche Faziesverschiedenheiten zwischen der Ausbildung im W und der im O feststellen. Es ist aber wahrscheinlich, daß die höheren Schichten der Baumberge in den übrigen Teilen von Westfalen keine Äquivalente mehr besitzen.

Hinsichtlich der Lagerungsverhältnisse wird festgestellt, daß die Schichten der Kreide im Becken von Münster eine wenig gestörte große Mulde mit sehr flachem Südflügel und steilem zum Teil überkipptem Nordflügel dar-

stellen. Entgegen der bisher besonders im Niederrheinisch-westfälischen Industriebezirk herrschenden Auffassung ist festgestellt, daß Verwerfungen häufiger in die Kreide aus dem Untergrunde sich fortsetzen, als bisher angenommen wurde. Derartige Verwerfungen finden sich in der Mittleren und Oberen Kreide nicht nur am Südrande, sondern auch im zentralen Teile des Kreidebeckens. Mit ihrem Auftreten hat der Bergbau, da sie wegen ihrer Wasserführung eine Gefahr bedeuten und da sie wahrscheinlich auch heute noch nicht zur Ruhe gekommen, bei weiterem Vordringen in das Innere des Beckens zu rechnen.

[Manuskript des Vortrages eingegangen am 5. Mai 1920.]

---

6. Über Stauung und Zerrung durch einmalige und wiederholte Störungen.

Von Herrn Erich Haarmann in Berlin.

(Mit 8 Textfiguren.)

Inhalt.

Einleitung.

Infolge des Krieges und längerer Auslandsreisen ist es mir erst jetzt möglich, einige seit Anfang 1916 in den Hauptzügen fertiggestellte tektonische Studien abzuschließen und in Druck zu geben. Nur in einer Notiz über die tektonische Geschichte Mexikos (Centralbl. f. Min. 1917, S. 176—179) habe ich meine Gedanken über gebirgsbildende Vorgänge kurz dargestellt. Ein Teil meiner Untersuchungen wurde

mir ermöglicht durch eine von der Königlich Preußischen Akademie der Wissenschaften zu Berlin gewährte Beihilfe, wofür ich auch an dieser Stelle meinen Dank sage. — Die nachstehenden Ausführungen müssen wegen des beschränkten Raumes teilweise in sehr knapper Form gebracht werden.

Bei Verfolgung der Ergebnisse tektonischer Untersuchungen stößt man immer wieder auf tiefgehende Meinungsverschiedenheiten zwischen den einzelnen Beobachtern. Die Ursache hierfür ist einerseits die verschiedene Deutung von Beobachtungen, die verschiedenen Arten des Beobachtens, die Unzulänglichkeit der Aufschlüsse, dann aber, wie mir scheint, hauptsächlich der Umstand, daß wir so außerordentlich oft in ein und demselben Gebiet sichere Anzeichen von Zusammenschub und von Zerrung beobachten können. Hieraus folgert der eine als Ursache der gebirgsbildenden Vorgänge Kompression, während der andere auf Zerrung schließt.

Das gemeinsame Auftreten von Pressungs- und Dehnungsstörungen, das im Gegensatz zu der in Lehrbüchern vertretenen Ansicht[1]) tatsächlich sehr häufig ist und das kinetisch so gegensätzlich erscheint, gehört geologisch oft eng zusammen, wie ich dies schon früher hervorgehoben habe. Oft geht es auf einfache, in vielen Fällen aber auf wiederholte Störungen zurück. Solche sind einerseits seit altersher bekannt — ich erinnere in dieser Beziehung nur an die Ganggebiete, in denen jedem Bergmann und Geologen ein wiederholtes Aufreißen der Gangspalten durchaus geläufig ist —, anderseits ist es sehr merkwürdig, daß sie oft nicht erkannt werden und daß häufig ihre Existenz überhaupt bestritten wird. Während z. B. v. KOENEN von einer herzynischen und einer rheinischen Dislokationsphase spricht, von denen die rheinische jünger sein soll, wird diese Meinung neuerdings von vielen Bearbeitern Mitteldeutschlands bestritten, und man hält sie vielfach für abgetan. Wir werden sehen, daß, obwohl Störungen herzynischer (nordwestlicher) und rheinischer (nordnordöstlicher) Richtung gleichaltrig sein können, die v. KOENENsche Meinung durchaus aufrechterhalten werden muß. Da durch mehrfache Dislokationen das tektonische Bild unter Umständen sehr verwirrt wird,

---

[1]) Siehe E. KAYSER, Allgemeine Geologie, 5. Auflage, S. 871, Abs. 2. Vgl. aber auch ebendort S. 876, Abs. 2!

so ist es verständlich, daß so verschiedene Meinungen und Deutungen geäußert werden können. Um sich aus dem oft recht komplizierten Bau in solchen Gebieten herauszufinden, genügt nicht immer allein Kartierung über Tage, sondern diese muß, wenn irgend möglich, durch detaillierte Untersuchung und Kartierung von Grubenaufschlüssen ergänzt werden. Weiterhin müssen die tektonischen Einzelbeobachtungen unter Berücksichtigung der regionalen Vorgänge betrachtet werden und zuletzt — und nicht zum wenigsten — ist es notwendig, die heutigen Ansichten über Gebirgsbildung zu revidieren, da mit einer auf der Kontraktionstheorie basierten Meinung nicht mehr gearbeitet werden kann und auch die isostatische Lehre keine befriedigende Erklärung für die Entstehung aller tektonischen Formen gibt.

I. Stauung und Zerrung durch einmalige Störung.

Von Gebirgsbewegungen, die gleichzeitig Zusammenschub und Zerrung verursachen, ist am bekanntesten die bei Faltung in den oberen Sattel- und unteren Muldenteilen eintretende Zerrung. In vielen Fällen wird dadurch in den Sätteln ein Einsturz von jüngeren Schichten hervorgerufen, wie dies sehr häufig beschrieben worden ist. Ein uns naheliegendes Beispiel, bei dem die Sattelflügel stark gegeneinander verschoben sind, sind gewisse Teile des Bereichs der Osningüberschiebung, die uns besonders durch STILLE gut bekannt geworden ist. Hier finden sich in dem stark zusammengeschobenen Röt häufig Muschelkalk und Keuperfetzen eingelagert. Diese eingestürzten Stücke zeichnen sich, wie nicht anders zu erwarten, durch unregelmäßige Lage und vom Generalstreichen sehr abweichende Richtung aus. Gleich hier will ich hervorheben, daß unregelmäßiges Streichen oft ein wichtiges Indicium für Zerrung (Zerfall, Lockerung) ist. Anders zu deuten, als diese in Zerrspalten regellos eingebrochenen Hangendschichten, sind die ebenfalls in der Osning-Überschiebungszone auftretenden, oft kilometerlangen und gleichmäßig streichenden schmalen Streifen jüngeren Gebirges zwischen älterem (z. B. Jura zwischen Keuper). Diese sind entweder bei der in mehreren Schuppen erfolgten Überschiebung zurückgebliebene Blätter, oder möglicherweise so entstanden, wie die weiter unten besprochenen schmalen Störungszonen, die sich bei oszillierenden Vertikalbewegungen bilden. —

Ein Beispiel durch ungleichmäßigen Lateraldruck hervorgerufener Torsion und dadurch verursachter gleichzeitiger Stauung und Zerrung hat uns SEIDL[2]) vom Graf-Moltke-Schacht bei Schönebeck bekanntgemacht, wo nach seiner Deutung zwei Schollen derartig gegeneinander verworfen sind, daß sie in einem Teil übereinandergeschoben, in einem anderen auseinandergezerrt wurden.

Ich habe schon früher darauf aufmerksam gemacht[3]), daß, während bei Faltung im Querprofil eine Stauung erfolgt, im Längsprofil häufig eine Zerrung eintritt, und zwar dadurch, daß die einzelnen Teile der Falten nicht immer gleichmäßig weit ausgefaltet werden, so daß die Faltenachse eine mehr oder weniger gewellte Linie darstellt. Wenn das gefaltete Material spröde ist, so muß zum Ausgleich der im Längsprofil erfolgenden Zerrung das Gestein zerbrechen, und dies geschieht dann mit Dehnungsverwerfungen, also an Sprüngen. Bei weitergehender Faltung kommt es zu beiden Seiten der Sprünge häufig zu verschiedenartiger Ausformung der Falten[4]). Auch im Faltenquerprofil, das im ganzen Stauung zeigt, finden wir oft Streckung der Faltenschenkel, wie dies häufig beschrieben worden ist.

Die besprochenen Fälle des Zusammenauftretens von Zerrung und Stauung sind nur lokale Erscheinungen, es sind Begleiterscheinungen der Kompression. Sie haben daher keine regionale Bedeutung, und man darf bei ihrem Auftreten nicht etwa auf Zerrung als Ursache bei der Gebirgsbildung schließen.

Es gibt aber nicht nur lokale, sondern auch regionale Vorgänge, durch welche gleichzeitig Stauung und Zerrung hervorgerufen werden. Um richtig verstanden zu werden, muß ich hier ganz kurz, soweit es im Augenblick

---

[2]) E. SEIDL, Beiträge zur Morphologie und Genesis der permischen Salzlagerstätten Mitteldeutschlands. Diese Zeitschr. **65**, 1913, S. 127, u. ders., Die permische Salzlagerstätte im Graf-Moltke-Schacht. Arch. f. Lagerstättenforsch., Heft 10, Berlin 1914. Nach SEIDLs Grundrissen und Profilen würde ich auf eine Durchkreuzung der herzynischen und der rheinischen Faltung schließen. Ich komme nach Befahrung der Aufschlüsse an anderer Stelle auf SEIDLs Deutung zurück.

[3]) HAARMANN. Die Ibbenbürener Bergplatte, ein „Bruchsattel", BRANCA-Festschr., 1914, S. 351 und Über den geologischen Bau Nordwestdeutschlands. Diese Zeitschr. **66**, 1914. Monatsber. S. *360*.

[4]) Vgl. HAARMANN, a. a. O. Diskuss.-Bemerk. S. *370*.

für meine Ausführungen nötig ist, meine Auffassung über Gebirgsbildung darlegen, die auf Gedanken von C. F. Naumann[5]), Reyer, Bertrand, v. Richthofen, A. Penck, u. a. basiert und im Gegensatz steht zu Vorstellungen, die auch ich hierüber in Übereinstimmung mit anderen bisher gehegt habe, Vorstellungen, die auf der Kontraktionstheorie aufbauen und die noch heute eine so große Verbreitung haben. Meine jetzige Auffassung ist schon in einer Notiz über die tektonische Geschichte Mexikos niedergelegt[6]) und ich behandele sie ausführlich in einer noch unveröffentlichten Arbeit („Die Oszillationstheorie, ein Erklärungsversuch der Gebirgsbildung").

Ich nehme an, daß alle Gebirgsbildung unmittelbar oder mittelbar auf senkrechte Bewegungen — Hebungen und Senkungen — im Untergrunde der Erdkruste zurückgeht, und zwar auf Vertikalbewegungen, die von oberflächlichen horizontalen Massenverlagerungen wohl gefördert oder gehemmt werden können, in der Hauptsache aber unabhängig von diesen durch senkrechte Bewegungen des Untergrundes der Erdkruste verursacht werden. Faltung und Schollenbildung sind nur Begleit- und Folgeerscheinungen dieser senkrechten Bewegungen, indem durch diese, beispielsweise in Geosynklinalen, Teile der Erdkruste in eine schiefe Lage kommen und dann, zusammenrutschend, abgleiten, oder aber, bei geringerer Intensität des Vorgangs, nach den Senkungsgebieten hin sich seitlich zusammendrücken. Der Zusammenschub wird durch eine Zerrung im Rücken des Kompressionsgebietes kompensiert. Dadurch erklärt sich teilweise das so häufig im Rücken der Gebirge befindliche Bruchgebiet und die gerade dort besonders oft auftretenden vulkanischen Erscheinungen. Ihre heutige Höhenlage haben die Faltengebirge nicht durch die Faltung, sondern durch spätere Hebung erhalten. Faltung bedeutet an sich keine Hebung, und nicht jedes, selbst intensiv gefaltete Gebiet braucht ein geographisches Gebirge gebildet zu haben; die starke Faltung der Karbonschichten Westfalens zum Beispiel beweist nicht die Existenz „paläozoischer Alpen" in jenem Gebiete.

Ähnliche Verhältnisse wie im Faltengebirge finden wir auch im Bruchfaltengebirge („Stauungs-Schollengebirge").

---

[5]) Lehrbuch der Geognosie, 1849, I, S. 991 f.

[6]) Haarmann, Zur tektonischen Geschichte Mexikos, Centralbl. f. Min. 1917, S. 176—179.

So sehen wir beispielsweise im mittel- und norddeutschen Bruchfaltenlande im Tiefsten des Niedersächsischen Beckens, wohin der Zusammenschub stattgefunden hat, und an seinem Hange Kompression, während wir südlich davon am oberen Rande dieses Beckens eine Auseinanderzerrung der Schichten und gerade hier vulkanische Erscheinungen beobachten können. Ich bin also nicht der Meinung STILLES[7]), welcher die Tektonik sowohl Niederhessens als auch Nordhannovers durch Lateraldruck zu erklären sucht und in diesen Gebieten Beispiele für seine injektive Faltung sieht, wobei er die aufgepreßten nordhannoverschen Salzstöcke als ejektiv und die niederhessischen Gräben als dejektiv gefaltet ansieht. Für mich ist das südhannoversch-niederhessische Grabengebiet das den Zusammenschub des Beckeninnern und des Beckenhanges kompensierende Zerrgebiet. Ein solches hat uns GRUPE[8]) auf einer schönen tektonischen Übersichtskarte des Sollings dargestellt. Diese zeigt in typischer Weise Dehnungsstörungen (Gräben). Es ist, als ob die einzelnen Schollen der flachlagernden Buntsandsteinplatte unter Bildung von Kastenbrüchen auf gleitender Unterlage (dem Salzgebirge) auseinandergeschwommen wären. Die Ränder der Schollen, zwischen welche jüngere Schichten eingesunken sind, um so den entstandenen Raumüberschuß (= Materialmangel) zu kompensieren, streichen nach allen Richtungen. Dieses Auseinanderschwimmen der Buntsandsteinplatte am oberen Rande des Niedersächsischen Beckens geschah im Ausgleich zu dem mehr nach dem Beckeninnern zu erfolgten Zusammenschub, wie ich dies schon oben erklärt habe.

Sehr wichtig ist die Untersuchung der Zerrungs- und Pressungserscheinungen, die bei Senkung entstehen. Über weichender Unterlage bricht das han-

---

[7]) H. STILLE, Injektivfaltung und damit zusammenhängende Erscheinungen. Geol. Rundsch. VIII, 1917, S. 89—142. STILLE hat hier einen Gedanken ausgebaut, wie ich ihn (BRANCA-Festschr., 1914, S. 370) folgendermaßen ausdrückte: „. . . . . . Hebungen und Senkungen, das sind in meinem Sinne bei Bruchfaltung: Faltung und Auspressung von Faltenteilen in den Bruchsätteln (nach oben) und in den Bruchmulden (nach unten). Dabei wiegt meistens in den einzelnen Gebieten Hebung oder Senkung vor.“ Auch DE MARGERIE und HEIM, TORNQUIST und WALTHER haben ähnliche Ansichten ausgesprochen.

[8]) O. GRUPE, Präoligocäne und jungmiocäne Dislokationen und tertiäre Transgressionen im Solling und seinem nördlichen Vorlande. Jahrb. Kgl. Preuß. Geol. Land. f. 1908, XXIX, Teil I, Taf. 16.

gende Gebirge herein, und die herrschende Vorstellung ist wohl die, daß es dabei zu einem Zerfall, einer Lockerung kommt, daß also Senkungs- und Einbruchsfelder Zerrungsgebiete sind. Das ist auch im großen richtig, jedoch zeigen sich lokal so wichtige Besonderheiten, daß sie bei nicht genügender Kenntnis der Vorgänge zu gänzlich falscher Deutung führen müssen.

Bei der großen Bedeutung, welche der Gebirgseinbruch über weichender Unterlage für meine Auffassung über Gebirgsbildung hat (vgl. oben), lag es mir nahe, die dabei entstehenden Störungsformen mit denjenigen zu vergleichen, die sich bei den durch Bergbau veranlaßten Bodensenkungen bilden. Die Entstehungsbedingungen sind in beiden Fällen durchaus gleichartig und so mußte ein Vergleich beider wichtige Aufschlüsse geben. Meine diesbezüglichen Arbeiten, die sich vornehmlich auf die Literatur stützten, sind inzwischen überholt worden durch einige wichtige Arbeiten K. LEHMANNS[9]), der seine Untersuchungen auf ein weit reicheres Tatsachenmaterial stützt, als es mir zur Verfügung stand. Seine Beobachtungen sind mir eine wertvolle Bestätigung meiner Ansichten, wenn ich auch seinen Folgerungen nicht durchweg beipflichten kann. Die bei Bodensenkungen infolge Abbaus entstehenden Verhältnisse werden durch Fig. 1 wiedergegeben. Wie man sieht, findet im oberen Teil der durch die Senkung hervorgerufenen Einmuldung (Fig. 1 bei a) eine Pressung, im unteren wesentlich Auflockerung statt: auch durch diese großartigen Experimente am natürlichen Objekt wird also der Zusammenschub nach dem Beckeninnern zu bestätigt. Die Stauung im oberen Teil der Einmuldung wird seitlich kompensiert durch Zerrungsstreifen, welche die Mulde beiderseits begleiten bzw. ein Becken rings umziehen. In den Zerrungszonen kommt es zu lokalen Aufpressungen über das ursprüngliche Niveau (Fig. 1 bei b), die 5—7% der gesamten Senkung betragen können, ähnlich wie wir dies aus Dehnungsschollengebirgen seit langem kennen[9a]). Bei Boden-

---

[9]) K. LEHMANN, Bewegungsvorgänge bei der Bildung von Pingen und Trögen. Glückauf 1919, S. 933—942. Das tektonische Bild des rheinisch-westfälischen Steinkohlengebirges. Glückauf 1920, S. 1—6, S. 21—27 und S. 41—49. Das rheinisch-westfälische Steinkohlengebirge als Ergebnis tektonischer Vorgänge in tektonischen Trögen. Glückauf 1920, S. 289—293.

[9a]) Vgl. z. B. A. v. KOENEN, Über postglaciale Dislokationen. Jhrb. Preuß. Geol. Land. f. 1886, S. 6 f. Bei anderer Gelegenheit gehe ich näher auf diese Erscheinungen ein.

senkungen finden nicht unbeträchtliche Horizontalverschiebungen statt.

Geologisch ist noch bemerkenswert, daß die Ränder des gestörten Gebiets über den Senkungsherd hinausgreifen, und zwar mit zunehmender Tiefe immer weiter, wie aus den Grenzwinkeln ersichtlich ist, durch welche die letzten Störungsspuren der Senkung bezeichnet werden. Zeitlich erfolgen im allgemeinen die Senkungen im Innern der Mulde zuerst, um sich dann von dort je nach Tiefe des Senkungsherdes und nach der Gesteinsbeschaffenheit nach den Rändern hin fortzupflanzen. Das Pressungsgebiet im oberen Teil

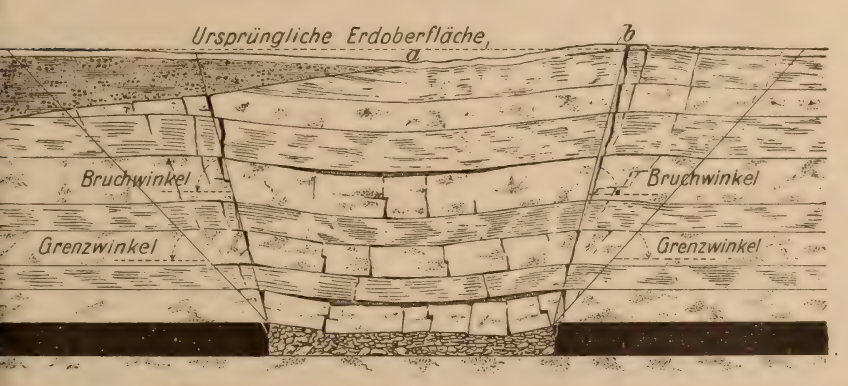


Fig. 1. Bodensenkungen infolge Bergbaus.
Aus Heise-Herbst, Bergbaukunde I, 4. Aufl.

der Einmuldung ist also zunächst sehr klein, wird natürlich auch dann schon von Zerrungszonen begleitet, diese werden bei fortschreitender Einsenkung gepreßt, so daß also das Gebiet zwischen dem Muldeninnersten, das nur gepreßt wurde, und den äußeren Rändern, die nur gezerrt wurden, zunächst eine Zerrung und dann eine Stauung über sich ergehen lassen mußte. Es sind das Vorgänge, die wir bei den Erklärungen unserer Naturbeobachtungen sehr berücksichtigen müssen; unter anderem werden sie auch zur richtigen Deutung des nord- und mitteldeutschen Bruchfaltengebirges beitragen.

II. Stauung und Zerrung durch wiederholte Störungen.

Zusammenschub und Zerfall treten häufig auch in ein und demselben Gebiete auf, ohne daß sie auf nur einen Vorgang zurückgeführt

werden könnten. Das auffälligste Beispiel hierfür sind die in Faltengebirgen auftretenden Gangzonen, die Zerfall, Zerrung bedeuten. Hier müssen wir zwei zeitlich getrennte Vorgänge annehmen; es geht nicht an, daß wir Faltung und Bildung von Tiefspalten auf Lateraldruck zurückführen, wie dies z. B. H. Credner[10]) (mit vielen anderen) tat. Während die Faltung zumeist nach starker Senkung und dadurch ermöglichter Sedimentation submarin oder wenigstens unter dem Niveau des Meeresspiegels vor sich ging, erfolgt der mit der Gangbildung verbundene Zerfall der Schichten nach relativer Hebung eines (gefalteten oder ungefalteten) Blockes. Ich habe diese Verhältnisse für Mexiko dargestellt[11]); gleiche Erscheinungen finden wir aber auch in zahlreichen anderen Ganggebieten, wie z. B. im Siegerland, im Harz, und auch die Quersprünge in Faltengebirgen, soweit sie nicht primär bei der Faltung entstanden sind, gehören hierher.

Aber nicht nur, wo Zusammenschub und Zerrung auftreten, sondern auch dort, wo im wesentlichen nur eine dieser Erscheinungen vorhanden ist, finden wir häufig Beweise für wiederholte Schichtenstörungen.

Wiederholte Zerrung ist oft nicht ohne weiteres nachzuweisen. Selbst wenn ein Gebiet nur ein Mal von Dehnungsstörungen betroffen worden ist, so können die allerverschiedensten Richtungen auftreten, ganz ähnlich, wie wir das bei lokaler Zerrung, die bei Faltung eintritt, schon oben gesehen haben. Ein gutes Beispiel hierfür sind die angeführten Sollinggräben. In manchen Fällen freilich finden wir auch bei Zerrung ein stetigeres Streichen der Störungen, nämlich dann, wenn der den Zerfall verursachende Höhenunterschied zweier benachbarter Krustenteile sehr groß war. Die Abklüftungen erfolgten dann in dem höher gelegenen Teile zonenweise, in mehr oder weniger parallelen Spalten, wobei aber die einzelnen Klüfte, wie wir das von dem Verhalten der Gänge sehr gut kennen, sich scharen, zerteilen oder ganz zerschlagen mögen. In solchen Fällen schärfer ausgeprägten Streichens von Störungszonen kann man ihr Alter nach ihrer Richtung unterscheiden, wobei der Verwurf des einen durch das andere System Fingerzeige für das relative Alter gibt

---

10) H. Credner, Über das erzgebirgische Faltensystem. Vortrag, Dresden, 1883, S. 3 u. 8.

11) Haarmann, Zur tektonischen Geschichte Mexikos. Centralbl. f. Min., 1917, S. 178 f.

Auch verschiedene Füllung von Spalten kann bei der Feststellung der Altersverhältnisse helfen.

Lange bekannt sind weiter die Sprungkreuzungen, von denen besonders G.-Köhler schöne Darstellungen gibt. Bei mehrfachen Vertikalbewegungen geben die Schollen oft schmale Streifen und Stücke gegeneinander ab, die dann als kleine Gräben und Horste zwischen oft weithin regelmäßig gelagerten Schichten erscheinen. Eine dankenswerte Beleuchtung dieser Verhältnisse hat uns Cloos[12]) in einer Arbeit gegeben, der ich in allen wesentlichen Punkten beistimme. Wir hatten gesehen, daß wir für die Entstehung des nord- und mitteldeutschen Bruchfaltenlandes im großen wohl ein Kompressionsgebiet (im Innern des niedersächsischen Beckens) und ein dieses kompensierendes Zerrungsgebiet (an den Beckenrändern) unterscheiden können. Im einzelnen aber müssen wir zur Erklärung der tektonischen Formen differentielle und oszillierende Vertikalbewegungen heranziehen. Das ist besonders bei den Kleinschollen der Fall, die durch schmale „Horst-Graben-Zonen" getrennt sind.

Ergänzend bemerke ich zu den Ausführungen von Cloos, daß solche bei dem Auf und Ab der Schollen an ihren Rändern entstehenden schmalen Störungszonen nicht nur durch „Sprungkreuzungen", also durch wiederholte Dehnungsverwerfungen zustande kommen können, sondern ganz ebenso durch wiederholte Kompressionsverwerfungen, oder auch, was häufig der Fall ist, durch Kreuzung von Sprüngen und inversen Verwerfungen. Fig. 2 zeigt die Wirkung sich kreuzender Pressungsverwerfungen, wobei sehr einfache Verhältnisse angenommen sind. Liegen die Schichten nicht so flach, sondern fallen sie steiler ein und sind sie mehr oder weniger verdrückt, so kompliziert sich das Bild bedeutend. Wie aus Fig. 2 ersichtlich ist, entstehen Horste (Fig. 2 b, Horizontalschnitt 3) und Gräben (Horizontalschnitt 1), die teilweise unmittelbar nebeneinander auftreten (Horizontalschnitt 2). Ähnliche Verhältnisse finden wir in Gebieten differentieller oszillierender Vertikalbewegungen, die in Kompressionsfeldern der Becken- oder Massivbildungen von Großschollen liegen. In den zu diesen Pressungsfeldern gehörenden Zerrungsgebieten finden wir dann das von Cloos besonders behandelte Auftreten von Dehnungsverwerfungen in schmalen Störungs-

[12]) H. Cloos, Zur Entstehung schmaler Störungszonen. Geol. Rundsch. - VII, S. 41—52.

zonen. Ich bespreche an anderer Stelle diese Verhältnisse ausführlicher als es mir hier möglich ist, möchte aber noch hervorheben, daß ich keineswegs der bei Cloos zitierten Auffassung von Chamberlin und Salisbury bin, die 90 % aller Verwerfungen zu den normalen, also zu den Dehnungsverwerfungen rechnen.

Aus vorstehenden Darlegungen geht hervor, wie schwierig bei dem heutigen Stande unseres Wissens die Konstruktion von Profilen solcher Schollengebirge ist, in

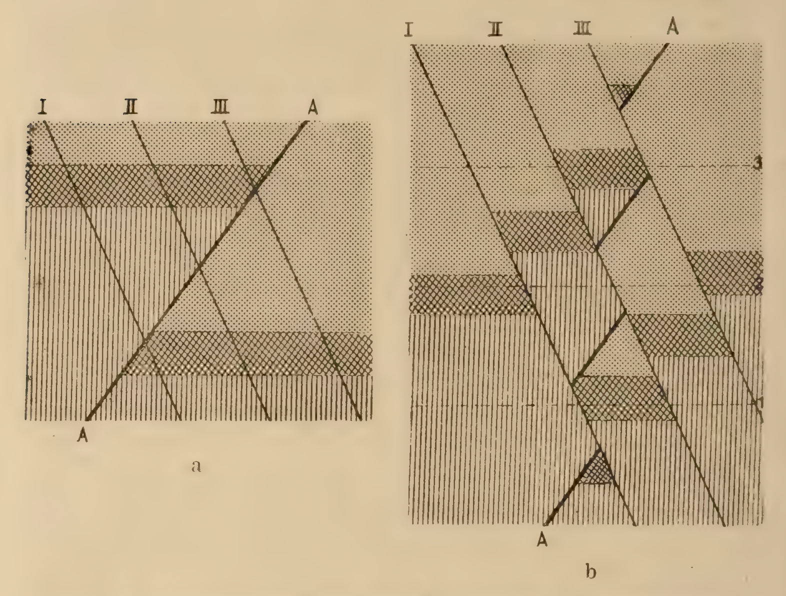


Fig. 2. Schematische Profile sich kreuzender Kompressionsverwerfungen.

denen schmale Störungszonen durch differentielle und oszillierende Vertikalbewegungen entstanden sind, wobei sich, je nachdem, ob man sich im Stauungs- oder im Dehnungsschollengebirge befindet, vorwiegend Kompressions- oder Zerrungsverwerfungen finden werden. Auch für Profilentwürfe ist eben in erster Linie wieder die Aufklärung der Position im geologischen Regionalbilde notwendig.

Durch wiederholte Vertikalbewegungen finden auch die Tiefseegräben eine ungezwungene Erklärung, tektonische Formen, die weder in den Rahmen der Kontraktionstheorie noch in den der isostatischen Lehre hineinpassen.

Wiederholte Faltung bei gleicher Richtung der beiden Faltungen ist dann leicht zu erkennen, wenn zwischen den Faltungen eine Periode der Abtragung liegt. Andernfalls ist der Nachweis wiederholter Faltung nicht immer möglich. In manchen Fällen sehen wir, wie nach einer gewissen Zusammenpressung die Falten an Überschiebungen zerreißen, wie wir das z. B. im westfälischen Karbon beobachten können. Eine der bedeutendsten Überschiebungen ist der Sutan, der bis 2000 m flache Verwurfshöhe hat. Ob die Bildung der Prä-Sutan-Falten, des Sutans und der Post-Sutan-Faltung einen kontinuierlichen oder einen periodischen Vorgang darstellt, können wir aus den Lagerungsverhältnissen nicht entscheiden.

Andere, sehr interessante Verhältnisse entstehen, wenn beide Faltungen verschiedene Richtungen haben. Die alsdann auftretenden Formen sind sehr verschiedenartig und hängen ab von der Intensität der Faltung und von der Beschaffenheit der von ihnen betroffenen Gesteine. Ist das Gestein spröde, so ist die Querfaltung von Schichtenzerreißungen begleitet, und zwar (da es sich um einen Zusammenschub handelt) von Kompressionsverwerfungen. Es sind dies also entweder inverse Verwerfungen die quer, oder Horizontalverschiebungen, die parallel zur ersten Faltungsrichtung streichen. Finden wir als Querstörungen zur ersten Faltung keine Kompressions-, sondern Dehnungsverwerfungen (Sprünge oder Gänge), so zeigt uns dies, daß sie nicht durch einen späteren, quer zum ersten gerichteten Zusammenschub entstanden sein können. Es handelt sich vielmehr alsdann entweder um eine mit der ersten Faltung entstandene Quereinsattelung, wie oben beschrieben, oder um eine Querzerstückelung des Faltenbaus durch Zerfall, also um eine durch spätere Hebung hervorgerufene allgemeinere Auflockerung, die an anderer Stelle durch Stauung ausgeglichen wird. Wenn durch die erste Störungsphase sehr verschiedenartige Gesteine in ein Niveau gebracht worden sind, wie dies bei Bruchfaltung oft dann der Fall ist, wenn sie durch differentielle Vertikalbewegungen kompliziert wird, so kann eine durchgreifende Ausfaltung im Sinne des zweiten Zusammenschubs nicht überall erfolgen. Die jüngere Kompression gleicht sich alsdann oft in Verschiebungen aus, die man an den Randspalten der widerstandbietenden Horste vielfach erkennen kann. Ich habe solche herzynisch streichenden, also auf „rheinischen Druck" zurückgehenden Geschiebe (mit horizontalen Rutschstreifen) an den Rändern

der Ibbenbürener Bergplatte nachgewiesen[13]) und auch an Randspalten des Thüringer Waldes analoge Beobachtungen gemacht. Querstauung äußerst sich oft auch in Überschiebungen, wie ich solche aus den Weißjuraquarziten des Gehn bei Üffeln (Nordflügel des Piesbergsattels) beschrieben habe[14]).

Ein relativ bruchloses Faltengitter[15]) entsteht, wenn die Faltung nicht zu intensiv ist oder die Gesteine relativ plastisch sind. Eine derartige Faltenvergitterung habe ich bei Untersuchungen beobachtet, die ich gemeinschaftlich mit Herrn Harbort in Katalonien machte. Dort sah man in den meist sehr flach in ostnordöstlicher Richtung gefalteten Oligocänschichten des Ebro-Beckens häufig schwach nordnordöstlich streichende Falten, deren Achsen in den durch die erste Faltung geneigten Schichtebenen verliefen. Nach meiner Rückkehr sehe ich, daß diese Verhältnisse für das Gebiet der Pyrenäen schon eingehend von Roussel[15a]) beschrieben worden sind. Die Übersichtskarte der Falten reicht bis ins Ebro-Becken hinunter und bestätigt durchaus das Auftreten der von mir dort beobachteten Faltenvergitterung. Die Querfalten der Pyrenäen finden ihre nördliche Fortsetzung in den Monts Corbières und weiterhin im Pariser Becken[15b]). Schon hieraus erkennt man, daß es sich bei Faltenvergitterung nicht um eine gelegentliche Lokalerscheinung, sondern um ein Phänomen von regionaler Bedeutung handelt. In der Bretagne hat Barrois[15c]) Faltendurchkreuzung nachgewiesen.

---

[13]) Haarmann, Die Ibbenbürener Bergplatte, ein „Bruchsattel". Branca-Festschr., 1914, S. 347 f. Vgl. hierzu auch unten Figur 3.

[14]) Haarmann, ebenda, S. 348 u. Fig. 9 u. 10.

[15]) vgl. auch O. Ampferer, Über den Wechsel von Falt- und Schubrichtungen beim Bau der Faltengebirge. Verh. d. K. K. geol. Reichsanst. 1915, S. 163—167. Über Faltendurchkreuzung in den Alpen siehe weiter: Th. Lorenz, Monographie des Fläscherberges. Beitr. z. Geol. Karte d. Schweiz, N. F. X., 1900, und die dort S. 60 angegebene Literatur.

[15a]) Joseph Roussel, Étude stratigraphique des Pyrénées. Bull. Serv. Carte Géol. de la France, Bd. V, 1894. Vgl. besonders S. 66 f und die schematische Übersichtskarte der Falten Taf. III. Fig. 5.

[15b]) M. Bertrand, Sur la continuité du phénomène de plissement dans le bassin de Paris. Bull. Soc. Géol. de France, 3. Serie, Bd. 20, 1892, S. 118—165.

[15c]) Charles Barrois, Le Bassin du Ménez-Belair, Annales Soc. Géol. du Nord, XXII, 1894, S. 181—352. Siehe S. 253 ff., S. 263 unten ff. und S. 331 ff.

In Deutschland wurde die Vergitterung der zum carbonisch-permischen Dislokationszyklus gehörenden, niederländisch und herzynisch gerichteten Faltungen u. a. behandelt von LOSSEN[15d]), LORETZ[15e]), E. ZIMMERMANN I[15f]) und BRANDES[15g]).

Über die Kreuzung der herzynisch und rheinisch streichenden Faltungen des kretazisch-tertiären Dislokationszyklus findet man Angaben bei FRANTZEN[15h]), PROESCHOLDT[15i]) und besonders hat v. KOENEN[15k]), wie schon erwähnt, darauf hingewiesen, daß wir ein älteres herzynisches und ein jüngeres rheinisches Störungssystem unterscheiden müssen. Dagegen hält STILLE[15l]) beide Faltungen für gleichzeitig. Ich gehe weiter unten auf tektonische Formen ein, welche diese im Salzgebirge hervorgerufen haben; auch weniger plastische Schichten haben aber die Wirkungen beider Dislokationsrichtungen bewahrt. So findet man ihre Durchkreuzung auf Blatt Heiligendorf (Lief. 185), wo ein flacher herzynischer Sattel von einer sich nach N heraushebenden rheinischen Mulde abgeschnitten wird. Die Vergitterung der Faltungen im Salzgebirge des auf demselben Blatt liegenden Einigkeit-Salzstocks ist uns längst (1911) durch STILLE bekannt

---

[15d]) K. A. LOSSEN, Geologische und petrographische Beiträge zur Kenntnis des Harzes, II. Jahrb. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1881, S. 1—50.

[15e]) H. LORETZ, Zur Beurteilung der beiden Hauptstreichrichtungen im südöstlichen Thüringer Walde, besonders in der Gegend von Gräfenthal. Jahrb. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1885, S. 84—104.

[15f]) E. ZIMMERMANN I, Erläuterungen zu Blatt Hirschberg a. d. Saale, Berlin 1912.

[15g]) TH. BRANDES, Die varistischen Züge im geologischen Bau Mitteldeutschlands, N. J. f. Min. Beilagebd. XLIII, 1919, S. 190—250.

[15h]) W. FRANTZEN, Die Störungen in der Umgebung des Großen Dolmars bei Meiningen, Jahrb. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1880, S. 106—130.

[15i]) H. PROESCHOLDT, Die Marisfelder Mulde und der Feldstein bei Themar. Jahrb. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1882, S. 190—218. DERS. Über gewisse nicht hercynische Störungen am Südwestrand des Thüringer Waldes, Jahrb. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1887, S. 332—348.

[15k]) Vgl. die Arbeiten v. KOENENS in den ersten Bänden des Jahrb. Preuß. Geol. Landesanst., z. B. Jahrb. f. 1883, S. 194.

[15l]) H. STILLE, Der Untergrund der Lüneburger Heide und die Verteilung ihrer Salzvorkommen. 4. Jahresber. d. Niedersächs. geol. Ver. f. 1911, S. 281 unten f. Siehe auch DERS., Injektivfaltung und damit zusammenhängende Erscheinungen. Geol. Rdsch., VIII, 1913, S. 97, Fig. 4.

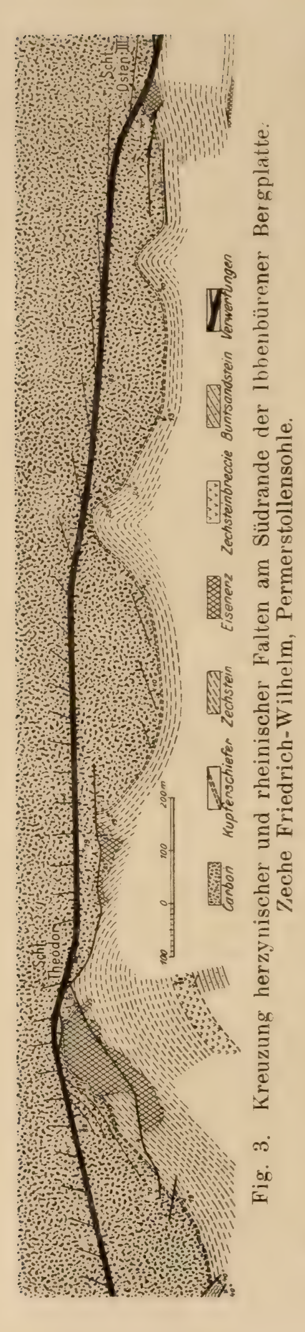


Fig. 3. Kreuzung herzynischer und rheinischer Falten am Südrande der Ibbenbürener Bergplatte. Zeche Friedrich-Wilhelm, Permerstollensohle.

gemacht worden. Weiter erinnere ich an die Richtungsänderung des Wiehengebirges bei Preußisch-Oldendorf und Lübbecke und die Änderungen im Verlaufe der Piesbergachse westlich vom Piesberg am Dütetalbruch bei Wersen und östlich vom Piesberg am Astruper Tertiär[16]. Diese Richtungsänderungen und die nördlich oder nordöstlich gerichteten Bruchzonen erkläre ich als rheinische Querstörungen, über deren südliches Fortstreichen vielleicht die Kartierungen im Osning Aufschluß geben werden. Ein schönes Beispiel von Gitterfaltung ist durch die Aufschlüsse der Eisensteingrube Friedrich-Wilhelm am Südrande der Ibbenbürener Bergplatte aufgeschlossen. Hier ist, wie Fig. 3 zeigt, der zunächst herzynisch (ost—westlich) gefaltete Zechstein auch rheinisch gefaltet, was besonders gut an dem Verlauf des Kupferschiefers zu erkennen ist. Dieser ist zu drei rheinisch streichenden Falten zusammengeschoben worden, von denen die westliche am bedeutendsten und die östliche am kleinsten ist. Die Zusammenschiebung mitsamt einem schmalen Karbonstreifen hat entlang einer mächtigen mit Ton ausgefüllten Verwerfung stattgefunden, die schon mit dem herzynischen Zusammenschub entstanden ist. Sie bildete für die rheinische Pressung eine willkommene Gleitfläche, die den Ausgleich vermittelte zwischen dem

16) Haarmann, Die geologischen Verhältnisse des Piesbergsattels bei Osnabrück, Jahrb. Preuß. Geol. Land., XXX, I, S. 31, 33 u. Taf. 1.

leichter zusammenpreßbaren südlichen und dem widerstandleistenden nördlichen Teil, welcher das aus festen Karbonschichten bestehende Massiv der Ibbenbürener Bergplatte bildet. Die Ost—West streichende Verwerfung ist von der rheinischen Faltung leicht mit verbogen worden und zwar liegen die zu den beiden westlichen Falten gehörigen Biegestellen etwas westlich der Zechsteinfaltenscheitel: nach einer leichten Faltung des Gebirges einschließlich der Randverwerfungen wurde der leichter kompressible Südteil stärker zusammengepreßt und durch den von W wirkenden Schub weiter nach O gedrückt.

Die verschieden gerichteten Dislokationen haben die Schichten gelegentlich auch in der Weise zusammengeschoben, daß kuppelförmige Antiklinalen (quaquaversal oder dome structure) zustande kamen, so bei manchen Salzstöcken, am Teutoburger Walde usw. Ein schönes, gut aufgeschlossenes Beispiel für Kuppelbau bietet der aus Wellenkalk bestehende östliche Teil des Westerberges bei Osnabrück, den ich auf manchen Exkursionen zu zeigen Gelegenheit hatte. Gerade umlaufendes Streichen hat manche Beobachter veranlaßt, die Existenz zweier Faltungen zu bestreiten: sie haben gemeint, diese würden zwei ihnen entsprechende, und nicht alle möglichen Streichen hervorrufen und gerade das Auftreten verschiedener, ineinanderübergehender Streichrichtungen beweise das Vorhandensein nur einer Faltungsperiode. Mir scheint aber, daß Kuppelbau oder Trichterform (z. B. von Salzstöcken) nur durch zweifache Faltung, nicht aber durch einen einzigen Lateraldruck erklärt werden kann. Finden wir nur eine Kuppel, so könnte ohne nähere Kenntnis der betreffenden Gegend vielleicht eine Deutung als magmatische Auftreibung versucht werden. Der Westerberg aber z. B. gehört nach seiner tektonischen Position so in das Osnabrücker Bruchfaltenland hinein, daß er nicht für sich betrachtet werden kann. Eine solche Erklärung würde von vornherein dort als abwegig erscheinen, wo wir nicht einzelne Kuppeln, sondern ein ganzes System von Domen finden, die, wenn auch auf beschränktem Raume, ein Gebiet schachbrettartig zerteilen. Böse und ich[17]) haben solche Erscheinungen aus Mexiko beschrieben und auch sonst ist aus Nordamerika Periklinalbau öfters bekannt gemacht worden.

---

[17]) Haarmann, Geologische Streifzüge in Coahuila, Diese Zeitschr. **65**, 1913, Monatsber., S. *37* f.

Die außerordentliche Wichtigkeit richtiger Deutung der durch Rasterfaltung geschaffenen Verhältnisse möchte ich noch an einem Beispiel erläutern. In einem Gebiet hatte ich durch ausgedehnte regionale Untersuchungen festgestellt, daß zwei etwa senkrecht zueinander verlaufende Faltungen nachzuweisen waren: die ältere hatte die Schichten in nordwestlich, die jüngere in nordöstlich streichende Falten gelegt. Eine nordöstlich streichende Antiklinale war stark ölführend, und es wurde die Frage gestellt, ob sie sich jenseits einer geographischen Unterbrechung in ein in ihrer Fortsetzung liegendes Gebiet fortsetze. An Ort und Stelle zeigte sich nördlich jenes zu untersuchenden Gebietes, wie erwartet, die ältere Faltung mit ihrem nordwestlichen Streichen, im Fortsetzungsbereich der Antiklinale zunächst nicht, wie erhofft, nordöstliches, sondern fast nord-südliches und etwa ost-westliches Streichen — Richtungen, die auf den ersten Blick gänzlich aus dem tektonischen Gesamtbilde fielen. Wenn man jedoch überlegt, daß n o r d w e s t l i c h verlaufende Schichten, je nachdem, ob sie südwestlich oder nordöstlich einfallen, durch n o r d ö s t l i c h e Faltung in ein der Nordsüd- bzw. der Ostwestlinie angenähertes Streichen kommen, so erklären sich die beobachteten Richtungen einfach: sie gehen auf die Wirkung der jüngeren, nordöstlichen Faltung zurück. In später aufgefundenen Aufschlüssen jener durch dichte Tropenvegetation wenig übersichtlichen Gegend konnte ich dann, in Bestätigung meiner Überlegungen, nordöstlich streichende Schichten diskordant über den ost-westlich und den nord-südlich gerichteten beobachten. Mit einem Stück Papier oder mit den Händen kann man sich die geschilderte Wirkung wiederholter Faltung anschaulich machen, auch habe ich in Fig. 4 den

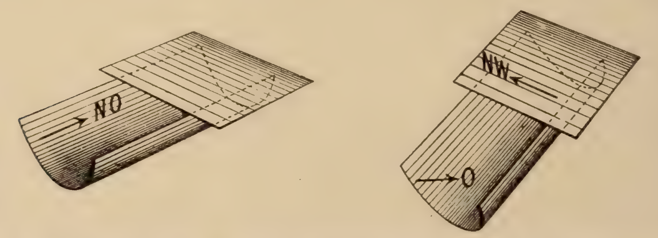


Fig. 4. Veränderung des Schichtenstreichens durch Querfaltung.

Versuch gemacht, eine Darstellung der Vorgänge zu geben. Es ist dort, wie man sieht, die nordöstliche Faltung die

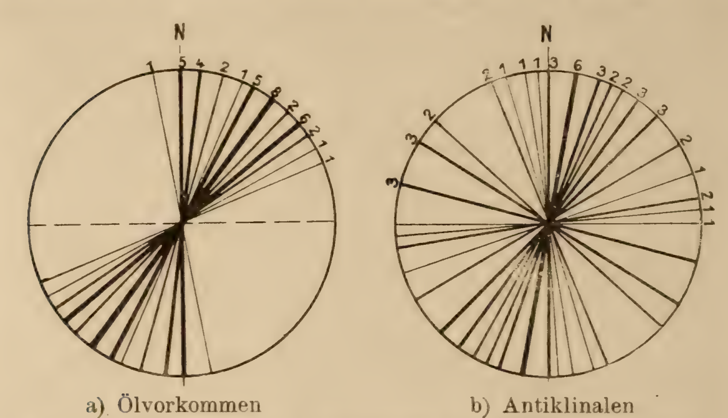
ältere. Wird die nordöstlich streichende Mulde durch eine nordwestliche Faltung geneigt, so bekommt der nordwestliche Muldenflügel etwa ost-westliches, der südöstliche etwa nord-südliches Streichen. Man erkennt leicht, daß das resultierende Streichen in den erstgefalteten Schichten sehr abhängt von den Einfallswinkeln, die von der ersten und von der zweiten Faltung hervorgerufen werden. Durch Änderung dieser Einfallswinkel ist es möglich, jedes beliebige Streichen in den älteren Schichten zu erreichen, wie das tatsächlich auch beobachtet wird. Man sieht ohne weiteres die Bedeutung regionaler Untersuchungen sowie der Vertrautheit mit den durch wiederholte Störungen entstehenden Lagerungsverhältnissen. Die Unkenntnis der wichtigen Tatsache, daß zwei sich kreuzende Faltungen von ganz bestimmter Richtung alle möglichen Schichtenstreichen hervorrufen können, hat oft zu Irrtümern Anlaß gegeben. Schon in unserem Bruchfaltengebirge hat man, wie schon erwähnt, das Auftreten der verschiedenen Streichrichtungen als Beweis gegen das Vorhandensein einer herzynischen und einer rheinischen Faltung ins Feld geführt, und in denselben Irrtum ist man, wie mir scheint, in Amerika verfallen. JONES[18]) ist der Meinung, daß die Ölvorkommen im Appalachen- und im Mid-Continent-Bezirk sich im allgemeinen nicht den Strukturlinien anpassen, dagegen immer enge Beziehungen zu alten Küstenlinien zeigen. Die heutige Lage und Form der Ölvorkommen soll abhängen von Lage und Form der Lagunenablagerungen, denen sie ihre Entstehung verdanken. JONES stellt die Streichrichtungen der Längsachsen von größeren Ölvorkommen und der Antiklinalachsen wie in Fig. 5 vergleichsweise nebeneinander, womit er die Unabhängigkeit der Ölvorkommen von den Strukturlinien erweisen will. Ich bin dagegen der Meinung, daß die so sehr verschiedenen Streichrichtungen der Schichten vielleicht sehr wohl in der oben dargelegten Weise durch wiederholte Faltung verursacht sein können, eine Möglichkeit, die von JONES nicht geprüft worden ist. Ich werde in meiner Ansicht bestärkt, weil nach JONES[19]) offenbar Gitterstruktur vorhanden ist. Auch die Darlegungen von JONES über den Mid-Continent-Bezirk, wo Dome auftreten, sind nicht über-

---

[18]) WILLIAM F. JONES, The relation of oil pools to ancient shore lines. Economic Geology, XV, 1920, S. 81—87.

[19]) JONES, a. a. O., S. 84, letzter Abs.

zeugend für die von ihm vermutete vorstörungszeitliche Ölanhäufung. Im übrigen ist zu bedenken, daß Küstenlinien, in deren Bereich sich Öl bilden und erhalten konnte, ebenfalls tektonische Linien sind. Damit wird die große Bedeutung beleuchtet, welche tektonischen Vorgängen nicht



a) Ölvorkommen b) Antiklinalen

Fig. 5. Streichen a) der Längsachsen größerer Ölvorkommen, b) der Antiklinalachsen im Foxburg-, Burgettstown-, Carnegie- und Sewickley-Viereck, Pennsylvania. Die Dicke der Linien und die beigesetzten Zahlen geben die relative Häufigkeit der durch sie bezeichneten Streichrichtungen an. Nach Jones.

nur für das heutige Auftreten, sondern auch für die Entstehung von Ölvorkommen zuzuschreiben ist.

Die Rekonstruktion der vor einer zweiten Faltung bestehenden Lagerungsverhältnisse ist in vielen Fällen wesentlich für die Beurteilung des Gebirgsbaus. Ich habe einen solchen Fall von der Ibbenbürener Bergplatte beschrieben[20]). Weiter ist oft wichtig, aus der Lagerung von Oberflächenschichten die Struktur von diskordant unter ihnen liegenden Schichten zu konstruieren. Dies ist unter Umständen durch eine graphische Methode möglich, die Corbett[20a]) bekanntgegeben hat.

Bei sehr hoher Plastizität nehmen die Schichten in extremer Weise die bei wiederholter Faltung zu beobachtenden Formen an. Ein uns naheliegendes Beispiel sind

---

[20]) Haarmann, Die Ibbenbürener Bergplatte, ein „Bruchsattel", Branca-Festschr., 1914, S. 330 f.

[20a]) Clifton S. Corbett, Method for projecting structure through an angular unconformity. Economic Geology, XIV, 1919, S. 610—618.

die Salzstöcke des hannoverschen Bruchfaltenlandes. Hier entstanden bei den gebirgsbildenden Vorgängen Spalten und Lücken und in diesen wurde das Salzgebirge ausgepreßt. Wegen der hohen Plastizität eines großen Teiles seiner Schichtglieder reagierte es aufs höchste auf den Gebirgsdruck und konservierte daher in schönster Weise dessen Wirkungen. In Gebieten herzynischer und rheinischer Kompression finden wir nun kennzeichnende Merkmale beider Faltungen. Dahingehende Beobachtungen habe ich seit vielen Jahren am Sarstedter Salzstock gemacht, ohne zu ihrer Veröffentlichung ermächtigt gewesen zu sein. Analoge Verhältnisse fand STIER[21]) am Benther Salzstock und gab dazu eine schöne Beschreibung mit anschaulichen Figuren. Soweit ich heute über meine Beobachtungen berichten darf, zeigt das Salzgebirge im Bereich des Kaliwerks Glückauf-Sarstedt eine ausgeprägte herzynische Faltung, die in diesem Falle etwa ost-westlich gerichtet ist. Wie aus Fig. 6 zu ersehen ist, sind die Schichten zu steilen, ziemlich engen, fast isoklinalen Falten zusammengeschoben, die nach N überkippt sind. Im N ist das Salzgebirge von S her auf das jüngere Gebirge überschoben, so daß die Begrenzung des Salzstockes, ebenso wie das Salzgebirge, nach S einfällt. Im Salzstock selbst erkennt man im nördlichen Grubenfeld einen bedeutenden Sattel, in dem Älteres Steinsalz in breiter Zone heraustritt und südlich daran anschließend eine weite Mulde, die noch Roten Salzton und Jüngstes Steinsalz enthält. Im südlichsten Teil der Aufschlüsse kommt nochmals ein schmaler Sattel mit Älterem Steinsalz heraus, auf dessen Flanken das Hartsalzlager liegt, während der begleitende Salzton und Anhydrit hier ausgewalzt sind. Diese herzynisch streichenden Schichten sind nun in ihrem regelmäßigen Fortstreichen durch zwei rheinische Dislokationszonen gestört worden. Der rheinische, in west-östlicher Richtung wirkende Druck konnte das steil aufgerichtete und dadurch versteifte Salzgebirge nicht überall in seinem Sinne durchfalten. Die Faltung erfolgte daher teilweise derart, daß die Faltenachsen etwa innerhalb der aufgerichteten Schichtebenen verlaufen, also sehr steil stehen. Der Grundriß einer solchen rheinischen Falte, wie wir sie im westlichen Teil des Grubenfeldes sehen, bietet daher denselben Anblick, wie wir ihn sonst bei Falten-Profilen zu sehen gewohnt sind. Ob das Hartsalzlager in der angedeuteten, ungestörten Weise gefaltet

[21]) K. STIER, Strukturbild des Benther Salzgebirges, 8. Jahresber. d. Niedersächs. geol. Ver., 1914, S. 1—14.

ist, steht dahin; es ist wahrscheinlich, daß es, wie der besser aufgeschlossene Sattelkern, mehrfach zerstückelt ist. Zu einer kleinen Zerreißung ist es bei der rheinischen Faltung an der östlichen Umbiegungsstelle dieser Falte gekommen. Dort sehen wir eine kleine, nach W einfallende Überschiebung, durch welche Hartsalz auf Salzton geschoben worden ist;

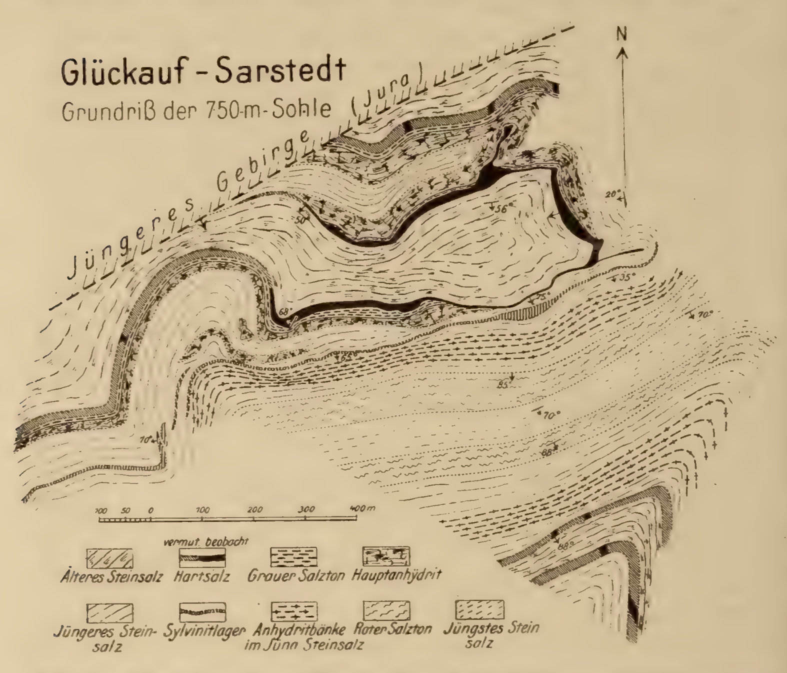
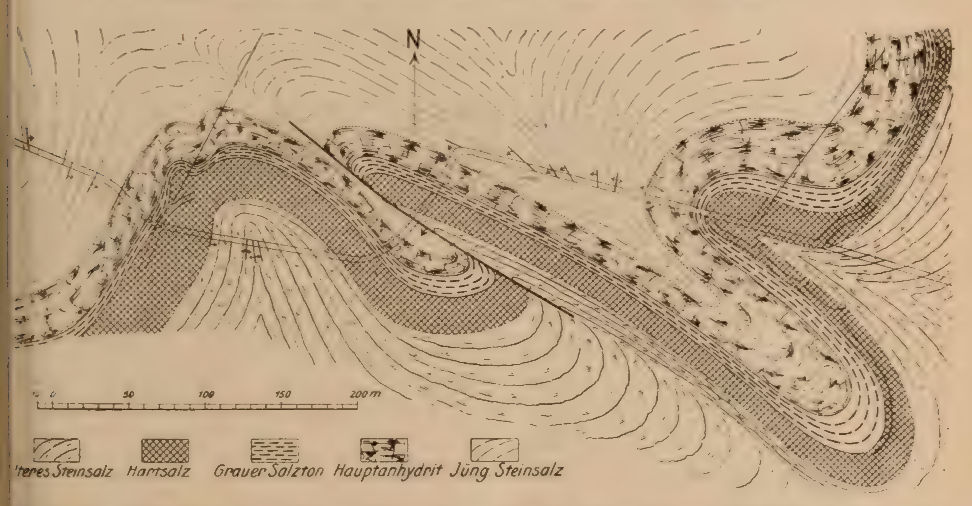


Fig. 6. Zwei rheinische Störungszonen in herzynisch streichenden Schichten. Sarstedter Salzstock, nordwestlicher Teil.

sie zeigt deutliche Rutschstreifen und -wülste in der Falllinie. Eine zweite rheinische Störungszone finden wir im östlichen Teile des Grubenfeldes, wo sich der durch das Ältere Steinsalz gebildete Sattel schließt. Das Hartzalzlager läuft als geschlossenes Band um den Sattel, während Salzton, Anhydrit- und Sylvinitlager stellenweise ausgewalzt worden sind. Der Sattel wird durch eine rheinisch streichende Mulde abgeschnitten, deren Westflügel, wie mit dem Einfallzeichen angedeutet, überkippt ist. 200 Meter höher, auf der 550-m-Sohle, hat dieser Muldenflügel noch das normale Einfallen nach O; die Mulde ist also eine Fächerfalte, deren Ostschenkel noch nicht aufgeschlossen

ist. Begleiterscheinungen der jüngeren Störung sind die Verbiegung des nördlichen Flügels der herzynischen Antiklinale und der dort abgequetschte Hartsalzsattel, an dessen Begrenzung man durch horizontal, schräg und senkrecht gerichtete Rutschstreifen sehr schön feststellen kann, daß nicht nur eine Abquetschung in söhliger Richtung erfolgte, wohin ja nur eine begrenzte Ausweichmöglichkeit bestand, sondern daß bei dieser Abquetschung auch eine Bewegung der Massen schräg und senkrecht nach oben stattgefunden hat, wie dies bei der im ganzen nach oben gerichteten Aufpressung des Salzgebirges nur zu erwarten ist. Im südlichen Teil des Grubenfeldes wird die Fortsetzung der rheinischen Störungszone nach S durch das zum Teil scharfe Umbiegen der Schichten gekennzeichnet.

Etwas weiter östlich der eben besprochenen Aufschlüsse, in der Richtung nach Fürstenhall zu, zeigt sich auf der 550-m-Sohle eine rheinische Störungszone, die durch den Verbindungsquerschlag der beiden Gruben in ausgezeichneter Weise aufgeschlossen worden ist; ich habe sie in Figur 7



ig. 7. Grundriß einer rheinischen Störung herzynisch steilgefalteter Schichten. Sarstedter ılzstock, Verbindungsquerschlag von Glückauf-Sarstedt nach Fürstenhall, 550-m-Sohle.

dargestellt. Hier sind die herzynisch streichenden Schichten, deren Richtung auf der linken Seite der Figur noch gerade angedeutet wird, durch rheinischen Druck zusammengestaucht und dabei ist es teilweise zu einer bruchlosen Faltung mit steil stehenden Faltenachsen gekommen. An

einer Stelle jedoch sind bei dem Zusammenschub die Schichten zerrissen, was sich bei dieser Faltungsart als eine Verschiebung dokumentiert. Sie ist der analoge Vorgang, den man bei Faltung mit horizontal verlaufenden Faltenachsen als Überschiebung bezeichnet.

Endlich zeigt Figur 8 einen Teil des Grundrisses der 750-m-Sohle von Siegfried-Giesen (Südostecke des Sarstedter Salzstocks), in dem man wieder herzynisch streichende

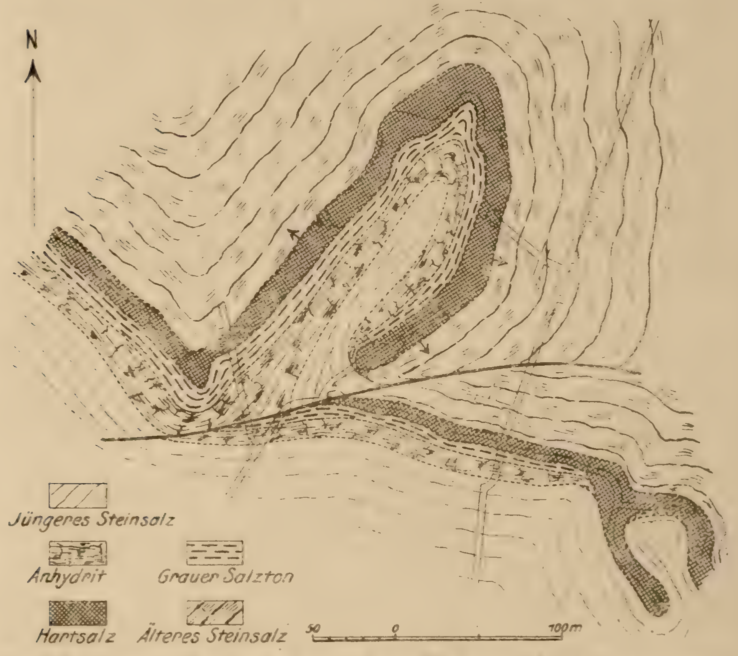


Fig. 8. Grundriß einer rheinischen Fächermulde, die von steilstehenden, herzynisch streichenden Schichten abgequetscht worden ist. Sarstedter Salzstock, südwestlicher Teil.
Nördliches Grubenfeld von Siegfried-Giesen, 750-m-Sohle.

Schichten erkennt. Von diesen ist später eine rheinische Mulde abgequetscht worden, deren Schichten sich in Sattelstellung befinden, also überkippt sind. Sie fallen flach ein und dadurch erklärt sich ihre Breite im Horizontal-Schnitt. Auch dieses ist also ein Muldenfächer. Die Abpressung der rheinischen Mulde ging nur an ihrer westlichen Umbiegungsstelle bruchlos vonstatten, während sie an der östlichen durch eine Verwerfung zerrissen wurde, die sich

auch in diesem Falle als ein Geschiebe kennzeichnet; die Verwerfungsfläche zeigt horizontale Rutschstreifen. Weiter nach O ist von dem Hartsalzlager ein ähnlicher schmaler Sattel abgequetscht worden, wie wir ihn von Glückauf-Sarstedt erwähnt haben. Bei der Abpressung der rheinischen Falten kommt es ebenso wie bei der herzynischen Auffaltung einerseits zur Streckung oder Auswalzung, und anderseits zur Zusammenstauchung einzelner Schichtglieder, was von großer Bedeutung für eine praktische Beurteilung ist: es stellt dieser Vorgang eine natürliche Aufbereitung, man könnte sagen eine „Druckaufbereitung" des Salzgebirges dar.

Eine wichtige Beobachtung, über welche STIER vom Benther Salzgebirge berichtet, habe auch ich an mehreren Stellen gemacht, von denen ich heute nur die Grubenaufschlüsse am Sarstedter Salzstock erwähnen will. STIER[22]) schrieb darüber: „Mit auffallender Übereinstimmung sind in allen bislang aufgeschlossenen Grubenrevieren des Benther Salzgebirges, besonders im Felde Hansa-Silberberg, die Anzeichen herzynischer Faltung an die oberen Teufen gebunden, während sie sich nach der Tiefe zu abschwächen. Der Hauptangriffshorizont der herzynischen Faltungskräfte dürfte hier über der 700-m-, bzw. 600-m-Sohle liegen, die Schwerpunktsbasis der „rheinischen" Kräfte ist indessen in großer Teufe zu suchen." Wenn STIER nun weiter schreibt: „Ein starker und vorherrschend „rheinischer" Druck trieb die Salzmassen aus großer Teufe empor und schuf in großen Zügen die Konturen des Salzgebirges, an dessen charakteristischer Innenstruktur besonders in den oberen Teufen ein „herzynischer" Druck mitarbeitete", so kann ich dem nicht beistimmen, falls er sagen will, daß beide Faltungen gleichzeitig waren oder — wie ich dies eher für seine Meinung halte — daß die rheinische Faltung die ältere gewesen ist. Ich bin vielmehr der Meinung, daß, wie auch die eben berichtete Beobachtung zeigt, die herzynische Faltung älter ist. Durch sie wurde das Salzgebirge bis zu einem gewissen Grade emporgedrückt. Der jüngere rheinische Zusammenschub preßte dann die Salzgebirgs-Schichten weiter aus, und so war es natürlich, daß *diese tiefer liegenden, später ausgepreßten Schichten nur die Anzeichen rheinischen Zusammenschubs bewahren*

[22]) K. STIER, a. a. O., S. 10 und 14.

konnten und keine Spuren herzynischer Faltung zeigen, während die rheinische Richtung sich naturgemäß auch in den schon herzynisch gefalteten Schichten, häufig mit Ausnahme der in den obersten Teufen liegenden, mehr oder weniger geltend machen mußte. Im Sarstedter Salzstock ist die herzynische Faltung noch sehr deutlich und durchaus vorherrschend, während sie im Benther Salzgebirge auch in den oberen Teilen gegenüber der vorherrschenden rheinischen Richtung verhältnismäßig an Bedeutung zurücktritt. Wir finden andere Vorkommen, bei denen noch mehr als es schon bei Benthe der Fall ist, die rheinische Richtung überwiegt und die ältere herzynische Faltung sich nur in Querstörungszonen zeigt. Beispiele sind der Sehnder-, der Wendland-Teutonia-Salzstock, Wilhelmshall-Ölsburg u. a. Nach dem Vorwiegen der einen oder andern Richtung kann man verschiedene tektonische Tiefenstufen unterscheiden, die selbst innerhalb eines Salzstocks in verschiedenen Meereshöhen liegen können: die oberste ist die vorwiegend herzynischer und zurücktretend rheinischer Pressung (Rössing-Barnten, 500-m-Sohle), die mittlere ist die etwa gleichmäßiger Bedeutung beider Faltungen (Glückauf-Sarstedt, 750-m-Sohle, Siegfried-Giesen, 750-m-Sohle, Mittleres Leinetal zum Teil), und die unterste ist die vorwiegend rheinischer und zurücktretend herzynischer Richtung (Benther Salzstock[23]), Sehnder Salzstock, Wendland-Teutonia). Wichtig ist die Klarheit über diese Verhältnisse für die gegenseitige Altersbestimmung der Faltungen. Mit Recht ist man im allgemeinen geneigt, die bedeutendere Faltung als die ältere anzusehen[24]) und auch von diesem Gesichtspunkt aus müssen wir die herzynische Richtung, welche die durchaus vorherrschende im geologischen Gesamtbilde Nord- und Mitteldeutschlands ist, als die erstentstandene ansehen. Im einzelnen aber können, wie wir sahen, sehr weitgehende Abweichungen auftreten,

---

[23]) Vgl. hierzu außer Stier, a. a. O., auch die beiden Grundrisse im Führer zu den Exkursionen der Dtsch. geol. Ges., Hannover 1914 und 1920, S. 126. Auch diese lassen in anschaulicher Weise das Zurücktreten der herzynischen Richtung nach der Teufe erkennen.

[24]) E. Zimmermann i, a. a. O., S. 172, hält das variscische Faltensystem „als das im allgemeinen kräftigere, engere, im Streichen länger aushaltende“ für älter als das herzynisch gerichtete, eine Meinung, der ich nur zustimmen kann.

indem die rheinische Richtung durchaus überwiegt oder gar allein herrscht. Man erkennt auch hier wieder die Wichtigkeit regionaler Untersuchungen für die richtige Deutung tektonischer Verhältnisse. Die große praktische Bedeutung von Klarheit über die tektonische Tiefenstufe, in der man sich befindet, liegt auf der Hand. Freilich ist zu bedenken, daß es wiederholte rheinische und wiederholte herzynische Kompressionen gegeben hat, wie sich aus dem Einbruch und der Faltung von Tertiärschichten ergibt, die jünger sind als die Hauptdislokationen. Diese posthumen Bewegungen scheinen aber, soweit wir heute sehen, verhältnismäßig nur geringe Bedeutung gehabt zu haben.

Auf jeden Fall zeigen uns Aufschlüsse wie die im Sarstedter und Benther Salzgebirge mit Sicherheit, daß wir verschiedenzeitliche Kompressionen in herzynischer und rheinischer Richtung unterscheiden müssen. Damit wird einerseits bestätigt, daß die Aufpressung des Salzgebirges gar nicht aus dem tektonischen Gesamtbilde zu trennen ist und daß es sich dabei nicht um ein regelloses Aufquellen plastischen Salzgebirges lediglich unter Einwirkung des Gewichts der benachbarten Gebirgsschollen auf das Salzgebirge handeln kann[25]. Andererseits wird die Meinung derjenigen widerlegt, welche die Ansicht über eine herzynische und eine jüngere rheinische Faltung für längst abgetan halten zu können glauben: hier im Salzgebirge finden wir den sicheren Beweis für diese Auffassung, und damit sind wir gezwungen, auch in anderen Gebieten, in denen wir diesen sicheren Nachweis nicht ohne weiteres führen können, nachzuprüfen, ob und inwieweit die Entstehung tektonischer Formen durch das Zusammenwirken der beiden Faltungen erklärt werden muß.

---

[25]) Daß die Hangendbelastung, auf die HARBORT ausschlaggebenden Wert legt, eine unentbehrliche Rolle spielt, will ich natürlich keineswegs leugnen: ist doch ohne sie weder die Aufpressung des Salzgebirges noch überhaupt irgendein tektonischer Vorgang denkbar. Im allgemeinen ist in der Erdkruste der Druck gleich dem Gewicht des hangenden Gebirges; würden wir dieses fortdenken, so würden wir damit auch auf den zu jeder tektonischen Bewegung notwendigen Druck verzichten. Auf die besonderen, uns durch JÄNECKE genauer bekannt gewordenen Einwirkungen, welche der Druck auf das Salzgebirge ausübt, kann ich hier nicht eingehen; sie ändern aber nichts an der dargelegten Auffassung.

Schluß.

Die vorstehenden Zeilen sind veranlaßt worden durch Literaturstudien und zahlreiche Besprechungen, die ich mit Fachgenossen über tektonische Fragen gehabt habe. Ich kam durch diese zu der Überzeugung, daß Pressungs- und Zerrungserscheinungen, wie sie durch einmalige und wiederholte Störungen entstehen, nicht immer richtig erkannt werden: es fehlt oft eine klare Vorstellung darüber, ob Dislokationen Kompressions- oder Zerrungsstörungen sind und ob sie regionale oder nur örtliche Bedeutung haben. In dem beschränkten Rahmen dieser Arbeit konnte ich nicht erschöpfend sein und ich habe Bekannteres nur soweit behandelt, als es mir zur Vervollständigung des Bildes nötig erschien; auch konnte ich auf die Literatur nicht soweit eingehen, wie es wünschenswert gewesen wäre und der Bedeutung mancher Arbeiten entsprochen hätte. Ich wollte vor allem auf die unbegrenzte Fülle tektonischer Ausformungsmöglichkeiten durch einfache und wiederholte Gebirgsbewegungen hinweisen und anregen, daß die Geologen von neuem der Aufklärung der oft so bunten Störungsbilder und deren Entstehung erhöhtes Interesse zuwenden möchten. Insbesondere ist es die durch Störungskreuzung entstehende Gitterstruktur, welche bei uns bisher zu wenig Beachtung gefunden hat und die, wie Störungswiederholungen überhaupt, auch in den Lehrbüchern[25a]) nicht genügend berücksichtigt worden ist. Des weiteren wäre wichtig, wenn meine Ansichten über Gebirgsbildung anerkannt werden sollten, das danach jedem Kompressionsgebiet genetisch zugehörige, es kompensierende Zerrungsgebiet aufzusuchen. Auch werden sich Anhaltspunkte dafür finden, ob — wie ich vermute — sich kreuzende Zusammenschübe in ursächlichem Zusammenhange stehen[26]).

[25a]) In der neuesten Ausgabe (5. Aufl., 1918, S. 899 f.) seiner ausgezeichneten Allgemeinen Geologie erwähnt zwar E. Kayser Faltendurchkreuzungen, doch hält er sie für Ausnahmen, während nach ihm einmalige Faltung die Regel ist. Dagegen bin ich überzeugt, daß man immer mehr Fälle von Faltenvergitterung kennen lernen wird, wenn man allgemeiner ihr Auftreten in den Bereich der Möglichkeit zieht und die Aufschlüsse daraufhin prüft.

[26]) Auch O. Ampferer, a. a. O., S. 166, denkt an einen Zusammenhang zwischen senkrecht zueinander verlaufenden Faltungsrichtungen, aber an einen Zusammenhang ganz anderer Art als ich. Er meint nämlich, daß die erste Faltung das Gleichgewicht gestört habe und die zweite es wieder herzustellen bestrebt sei. — Die Notwendigkeit einer Relation zwischen sich kreuzenden Faltungen im Rahmen der Kontraktionstheorie hob

Abrutschungen oder Pressungen finden statt, um ein infolge von Vertikalbewegungen gestörtes Gleichgewicht wieder herzustellen. Dies kann durch Abgleiten oder Zusammendrücken in nur einer Richtung nach dem Beckeninnern zu nicht vollkommen erreicht werden: durch einen mehr oder weniger quer zum ersten verlaufenden Zusammenschub findet ein besserer Ausgleich statt. Eine Feinkorrektur des Gleichgewichts mag durch weitere, posthume Rutschungen erreicht werden, soweit diese nicht auf die Fortdauer der Vertikalbewegungen zurückgehen.

F. M. Stapff (Zur Mechanik der Schichtenfaltungen, N. J. f. Min., 1879, S. 295 f.) hervor: wenn „die Schichtenfaltungen Folge von Kontraktionen der Erdkruste sind, durch welche die Erde ihre Kugelform aber nicht einbüßte, so muß man auch zugeben, daß die Summe der Zusammenschübe in meridionaler Richtung gleich der Summe jener in äquatorialer ist".

Deutsche Geologische Gesellschaft.

März 1921.

Vorstand

Vorsitzender:	Herr	Pompeckj.
Stellvertr. Vorsitzende	„	Rauff.
	„	Bücking.
Schriftführer	„	Bärtling.
	„	Schneider.
	„	Janensch.
	„	Leuchs.
Schatzmeister	„	Picard.
Archivar	„	Dienst.

Beirat

Die Herren Bergeat-Königsberg i. Pr., Heim-Zürich, Krusch-Berlin, Madsen-Kopenhagen, Stille-Göttingen, Frh. Stromer v. Reichenbach-München, Tietze-Wien, Wichmann-Utrecht, O. Wilckens-Bonn.

Verzeichnis der Mitglieder.

Die beigedruckten Zahlen geben das Jahr der Aufnahme an.

* bedeutet Teilnehmer an der Hauptversammlung in Hannover.

Aachen, Aktien-Gesellschaft für Bergbau, Blei- und Zinkfabrikation zu Stolberg und in Westfalen, 1914, Aachen.

Aachen, Geologische Sammlung der Technischen Hochschule, 1907.

Abels, Josef, Dr., 1919. Freiburg i. B., Maria-Theresia-Straße 6.

Abendanon, E. C., Bergingenieur, 1907. Wassenaar (Niederlande), Jeperlaan 2.

Ahrens, Heinrich, Dr., Geologe, 1920. Berlin W 10, Genthiner Str. 5.

Aken-Rosenberger Deichvorstand, 1920. Aken (Elbe).

Alberti, Rudolf, Dr., Kommerzienrat, 1914. Goslar (Harz), Reußstr. 2.

Albrecht, Emil, Diplom-Ingenieur und Generaldirektor, 1900. Gleiwitz, Wilhelmstr. 7.

Allisat, W., konz. Markscheider, 1920. Mülheim (Ruhr), Uhlandstr. 58.

Allorge, M. Marcel, 1908, Louviers, Eure, 10, rue St. Germain (Frankreich).

Altenessen, Köln-Neuessener Bergwerksverein, 1920. Altenessen.

Althoff, Wilh., Fabrikant, 1920. Bielefeld, Werther Straße 30.

Altona, Altonaer Museum, 1910. Altona (Elbe).

von Ammon, Ludwig, Dr., Professor, Oberbergdirektor, 1873. München, Akademiestr. 13 II.

Andrée, Karl, Dr., Professor, 1902. Königsberg i. Pr., Brahmsstr. 19 I r.

Angenent, Paul, Dipl.-Bergingenieur, Bergwerksdirektor, 1920. Neustaßfurt.

Anholt, Fürstlich Salm-Salm'sche Generalverwaltung, 1914. Anholt (Westf.).

*Arlt, Hans, Dr., Bergrat, 1911. Bonn, Joachimstr. 4.

Arndt, Heinrich, Dr., Assessor, 1909. München, NO II, Himmelreichstr. 3.

von Arthaber, G., Dr., Professor, 1892. Wien IX, Ferstelgasse 3.

Artzt, Franz, Markscheider, 1920. Bochum, Dorstener Straße 151.

Aschersleben, Kaliwerke, 1920. Aschersleben.

Aßmann, Paul, Dr., Bergrat, 1907. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Attenkofer, Georg, Präsident des Oberbergamts, 1920. München 23, Wilhelmstr. 11.

Aulich, Dr., Professor an der Maschinenbau- und Hüttenschule, 1907. Duisburg, Prinz-Albrecht-Str. 33.

Aus dem Bruch, Wilhelm, konz. Markscheider, 1920 Buer-Erle (Westf.), Auguststr. 39.

Baechtiger, Arnold, Bergwerksdirektor, 1920. Flachstöckheim, Post Börssum.

Bad-Steben, Staatliche Grubenbetriebsleitung, 1920. Bad-Steben (Ober-Franken).

Bähr, Bergwerksdirektor, 1920. Grube Ilse (N.-L.).

Baldermann, Walther, konz. Markscheider, 1919. Essen-Altenessen, Heßlerstr. 51.

Baldus, Paul, Bergrat, 1920. Berlin N 4, Invalidenstraße 44.

Balkenhol, Joseph, Studienrat, 1914. Witten (Ruhr), Ruhrstraße 51.

*Ballerstedt, Max, Gymnasialprof. a. D., 1920. Bückeburg, Hannoversche Str. 17.

Baelz, Walter, Bergassessor, 1914. Berlin W 9, Leipziger Straße 2, Ministerium für Handel und Gewerbe.

Balthazar, Jean, Dr., 1907. Bonn, Koblenzer Str. 99.

Bamberg, Paul, Fabrikbesitzer, 1902. Wannsee bei Berlin, Kleine Seestraße 12.

Barrois, Charles, Dr., Professor, 1877. Lille, 41 rue Pascal.

Barsch, O., Dr., Bergrat, 1908. Berlin N 4, Invalidenstraße 44.

*Bärtling, R., Dr., Bergrat, Privatdozent, 1904. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Barking, Hans, Dipl.-Ingenieur, 1920. Hamborn (Rhld.), Hufstr. 20.

Basedow, Herb., Dr., Chief Medical Inspector and Chief Protector of Aborigines, 1908. Kent-Town, Adelaide, Süd-Australien.

Bauckhorn, Heinrich, Betriebsführer, Gießereiingenieur, 1920. Siegburg, Wilhelmstr. 165.

Baum, Fritz, Bergassessor, Bergw.-Direktor, 1920. Duisburg, Wilhelmshöhe 6.

Baumgärtel, Bruno, Dr., Professor, 1910. Clausthal (Harz).

Baumhauer, H., Dr., Professor, 1879. Freiburg (Schweiz).

Beck, Georg, Dr., Geologe, 1920. Berlin N 4, Invalidenstraße 44.

Becker, A., Gymnasiallehrer, 1912. Staßfurt.

Beckerling, Wilhelm, Markscheider, 1920. Massen, Bez. Dortmund, Hellweg 40.

Bederke, Erich, Dr., Assistent am Geol. Inst. d. Univ., 1920. Breslau, Schubrücke 38/39.

Behlen, H., Forstmeister, 1908. Weilburg (Lahn).

Behr, Fritz, M., Dr., Kustos, 1913. Köln-Marienburg, Oberländer Ufer 192.

Behr, Johannes, Dr., Bergrat, 1901. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Behrend, Fritz, Dr., Geologe, 1913. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Behrendt, Paul, Bergassessor, Direktor der Alkaliwerke Ronnenberg A.-G., 1920. Hannover, Landschaftstr. 6.

Beil, Kurt, Bergwerksdirektor, 1920. Johannashall, Post Beesenstedt (Bez. Halle).

Belani, Carl, Dipl.-Ingenieur, 1920. Essen (Ruhr), Gutentorstr. 79.

Belowsky, Max, Dr., Professor, Privatdozent, Kustos am Min.-Petrogr. Institut, 1896. Berlin N 4, Invalidenstraße 43.

Bender, Gisela, Dr., 1919. Berlin-Steglitz, Schloßstraße 17.

Bentz, Gerhard, Bergassessor, 1920. Hagen i. W., Karlstraße 19 I.

Berg, Georg, Dr., Bergrat, 1903. Berlin N 4, Invalidenstraße 44.

Bergeat, Alfred, Dr., Professor, 1893. Königsberg i. Pr. XIII., Oberteichufer 12.

Bergmann, W., Hüttendirektor, 1904. Groß Ilsede bei Peine.

Bergt, Walter, Dr., Professor, Direktor des Museums für Vulkanologie, Privatdozent, 1894. Leipzig-Eutritzsch, Delitzscher Str. 121.

Berkenkamp, Bergwerksdirektor, 1920. Kierberg bei Köln, Bahnhofstr. 4.

Berlin, Bibliothek der Technischen Hochschule, 1909. Charlottenburg.

Berlin, Generaldirektion der Braunkohlen- und Brikett-Industrie A.-G., 1920. Berlin W 8, Mohrenstr. 10.

Berlin, Geologisch-mineralogisches Institut der Landwirtschaftl. Hochschule, 1913. Berlin N 4, Invalidenstraße 42.

Berlin, Geologisch-Paläontologisches Institut und Museum der Universität, 1911. Berlin N 4, Invalidenstraße 43.

Berlin, Handbibliothek des Geologischen Landesmuseums, 1912. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Berlin, Technische Hochschule, Abt. f. Bergbau, Geologisches Institut, 1913. Charlottenburg.

Berlin, Verein der deutschen Kaliinteressenten, 1914. Berlin SW 11, Anhaltstr. 7.

Berlin, Verein der Studierenden der Geographie an der Universität Berlin, 1912. Berlin NW 7, Geographisches Institut der Universität, Georgenstr. 34—37.

Berz, Karl C., Dr., Assistent, 1920. Stuttgart, Büchsenstraße 56.

Beuing, konz. Markscheider, 1919. Bochum, Gudrunstraße 19.

Beuthen, Stephan, Fröhlich & Klüpfel, Abt. Bergbau, 1920. Beuthen (O.-S.).

Beyer, Dr., Oberstudiendirektor, Professor, 1911. Dresden-Plauen, Kantstr. 2.

Beyschlag, Franz, Dr., Professor, Geh. Oberbergrat, Präsident der Preuß. Geol. Landesanstalt, 1883. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Beyschlag, Rudolf, Dr.-Ing., Dipl.-Ingenieur, Bergreferendar, 1914. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Bielefeld, Städtisches Museum, 1920. Bielefeld.

Biereye, Professor, 1907. Erfurt, Schillerstr. 8.

Birnbaum, Hans, konz. Markscheider u. ver. Landmesser, 1920. Charlottegrube, Post Czernitz (Bez. Oppeln).

von Bismarck, Landrat, 1898. Külz (Kreis Naugard).

Blanckenhorn, Max, Dr., Professor, Mitarbeiter der Preuß. Geol. Landesanstalt, 1881. Marburg (Hessen), Wilhelmsplatz.

Blümel, Ernst, Professor, 1920. Aachen, Technische Hochschule.

Bochum i. W., Westfälische Berggewerkschaftskasse, 1905.

von Böckh, Prof., Dr., Ministerialrat, 1914. Budapest.

Bode, Arnold, Dr., Professor a. d. Bergakademie, 1902. Clausthal (Harz).

Boden, Karl, Dr., Geologe, Assistent, 1907. München, Geolog. Institut der Universität, Neuhauser Str. 51.

Böhm, Arthur, Dr., Chemiker, 1921. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Böhm, Joh., Dr., Professor, Kustos an der Geol. Landesanstalt, 1881. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Bohde, Gottfried, Direktor d. Rh.-Westf. Schachtbau-A.-G., 1920. Essen-Bredeney, Bredeneyer Str. 19.

Bonn, Geologisch-Paläontologisches Institut und Museum der Universität, 1907. Bonn, Nußallee 2.

Bonn, Preußisches Oberbergamt, 1920. Bonn, Konviktstraße 2.

Bonnema, I. K., Dr., Prof., 1920. Groningen (Holland), Universität.

Borgstätte, Otto, Dr. phil., Oberlandmesser, 1920. Dessau, Goethestr. 16.

Born, Axel, Dr., Privatdozent der Geologie und Paläontologie, 1911. Frankfurt a. M., Geolog. Institut, Robert-Mayer-Str. 6.

Bornhardt, Dr.-Ing. h. c., Geh. Oberbergrat, Vortragender Rat im Ministerium für Handel und Gewerbe, 1894. Charlottenburg, Dernburgstr. 49.

Borth, Deutsche Solvaywerke Aktien-Gesellschaft, Abteilung Borth, 1910. Borth (Post Büderich), Kreis Mörs.

Bottenbroich, Akt.-Ges. Grube Graf Fürstenberg, 1914. Bottenbroich bei Frechen.

*Botzong, Carl, Dr., 1907. Heidelberg-Handschuhsheim, Bergstr. 107.

Brachmann, Fritz, Markscheider, 1920. Bochum V Riemkerstr. 8.

Bradler, Lyzeallehrer, 1920. Erfurt, Blumenstr. 5.

Branca, Wilhelm, Dr., Professor, Geh. Bergrat, 1876. München, Türkenstr. 104.

Brand, Werner, Bergassessor, Bergwerksdirektor, 1920. Lintfort (Kreis Mörs), Friedrich-Heinrich-Allee 70.

Brandenburg, Heinrich, konz. Markscheider, 1920. Schwientochlowitz (O.-S.), Bahnhofstr. 34.

*Brandt, Friedrich, Direktor, Ökonomierat, 1920. Neustadt a. Rbg. (Hann.), Schloßstr. 1.

Bräuhäuser, Manfred, Dr., Württemb. Landesgeologe, 1920. Stuttgart, Landhausstr. 88 III.

Braun, Dr., Professor, 1920. Greifswald.

Braunschweig, Braunschweigisch-Lüneburgische Kammer, Direktion der Bergwerke zu Braunschweig, 1914. Braunschweig.

Bredenbruch, M., Bergwerksdirektor a. D., 1920. Hannover, Scharnhorststr. 15.

Breslau, Deutscher Markscheiderverein, 1912. Breslau VIII, Goethestr. 69.

Breslau, Geologisches Institut der Universität, 1910.

Bretz, Carl, Dr., Bergassessor, 1920. Dortmund, Sonnenstr. 116 pt.

*Briecke, N., Dr., Prof., 1920. Hannover, Lavesstr. 50.

Brinkmann, Hermann, konz. Markscheider, 1920. Essen-Borbeck, Neustr. 210.

*Brinkmann, Roland, Dr., 1920. Doberan (Mecklbg.), Althöferstr. 13.

Briquet, Abel, Advocat à la cour d'appel, 1914. Douai (Nord), 44 rue Jean de Bologne.

Brockmeier, Heinrich, Dr., Prof., Leiter der Naturh. Abteilung des Museums. 1920. München-Gladbach, Vitusstr. 50.

Broili, Ferdinand, Dr., Professor, 1899. München, Alte Akademie, Neuhauser Straße 51.

Brück, Oberbergamtsmarkscheider, 1917. Dortmund, Leipziger Straße 16.

Bruhns, W., Dr., Professor, 1888. Clausthal (Harz), Bergakademie.

Brünn, Mineralog. Geolog. Institut der Böhm. Techn. Hochschule, 1916. Brünn.

Bucher, Walter, Dr., 1910. Cincinnati (Ohio), 2624 Eden Avenue.

*Buchner, Luise, Dr. phil., 1919. Hannover-Kleefeld, Schellingstr. 1.

Bücking, Hugo, Dr., Geh. Bergrat, Professor, 1873. Heidelberg, Marktplatz 3.

Budapest, Ungarisches Nationalmuseum, Mineralogische Abteilung, 1912. Budapest XVIII, Nationalmuseum, Asvanytár (Mineralogische Abteilung).

Budapest, Universitäts-Bibliothek, 1917. Budapest.

v. Bülow-Trummer, E. U., Dr., Privatdozent, 1916. Greifswald, Geolog. Institut der Universität.

v. Bülow, Kurd, Dr., 1920. Greifswald, Gelogisches Institut.

Buri, Theodor, Dr., Professor, 1917. Heidelberg, Erwin-Rhode-Str. 22.

*Burre, O., Dr., Geologe, 1910. Berlin N 4, Invalidenstraße 44.

Busch, Albert, Bergwerksdirektor, 1920. Wustrow (Hannover).

Busch, Heinrich, Dr., Gutsbesitzer, 1920. Deuna (Eichsfeld).

Busz, Carl Ernst, Dr. phil., 1920. Bonn a. Rh., Königstraße 21.

Busz, K., Dr., Professor, Geheimer Bergrat, 1904. Münster i. W., Heerdestr. 16.

Buxtorf, August, Dr., Professor, 1907. Basel, Grenzacher Str. 94.

Cabolet, Paul, Bergassessor, 1920. Bochum 5, Herner Straße 295.

Cahn, Gustav, Ingenieur, 1912. Triest (Italien), Via Lazzaretto vecchio 37.

Canaval, Richard, Dr., Berghauptmann und Hofrat, 1890. Klagenfurt, Ruprechtstr. 8.

Carlowitz, K. I., Lehrer, 1920. Wilsede, Post Hess.-Oldendorf b. Rinteln (Westf.).

Carnier, Karl, Dr., Dozent der Handelshochschule, 1920. München, Leopoldstr. 55 III.

Carthaus, Emil, Dr., 1910. Berlin-Halensee, Karlsruher Str. 3 I.

Chewings, Charles, Dr., 1896. Hawthorn, William Street (South Australia).

*Chu, Chia-hua, cand. geol., 1920. Berlin N 4, Invalidenstraße 43.

Cissarz, Arnold, stud. geol., 1920. Frankfurt a. M., Finkenhofstr. 29 II.

Clarke, John Mason, Dr., Prof., State Paleontologist, Director New York State Museum, 1886. Albany (New York), State Hall.

Clausthal, Oberbergamt, 1869.

Cloos, Hans, Dr., Professor, 1909. Breslau, Geolog. Institut, Schuhbrücke 38/39.

Clute-Simon, Egon, Markscheider, 1920. Vacha (Rhön).

Cordes, Johannes, konz. Markscheider, 1920. Herten (Westf.), Zeche Ewald, Ewaldstr. 267 a.

*Correns, Carl, Dr., 1919. München, Geol. Inst. d. Univ., Neuhauser Str. 51.

Cöthen, Grube Leopold b. Edderitz, Aktiengesellschaft, 1914. Cöthen i. Anh., Heinrichstr. 1.

Cöthen, Städtisches Friedrichs-Polytechnikum, 1908. Cöthen (Anhalt).

Cramer, Rudolf, Dr., Bergrat, 1906. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Crecelius, Th., Lehrer, 1909. Lonsheim bei Alzey (Rheinhessen).

Credner, W., Bergbaubeflissener, cand. geol., 1920. Greifswald, Karlsplatz 1.

*Cremer, G., Oberbergrat, 1914. Tecklenburg.

Cronacher, R., Dr., Dipl.-Ingenieur, 1908. Berlin S 42, Gitschiner Str. 48.

Crook, Alja Robinson, Dr., Curator, State Museum of Natural History, 1897. Springfield, Ill., U. S. A.

Czygan, Kurt, Landwirtschaftslehrer, 1920. Leipzig-R., Möbiusstr. 13.

Dahms, Albert, Bergassessor, 1909. Clausthal (Harz).

Dammer, Bruno, Dr., Bergrat, 1902. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Dannenberg, Artur, Dr., Professor, 1894. Aachen, Techn. Hochschule.

Dantz, C., Dr., Bergwerksdirektor a. D., 1892. Berlin W 8, Unter den Linden 8.

Darmstadt, Hessische Obere Bergbehörde, 1920. Darmstadt.

Darton, N. H., Geologist U. S. Geological Survey, 1904. Washington D. C.

Dasbach, Bergwerksdirektor, 1920. Hermülheim bei Köln.

Daub, Bergassessor, 1920. Siegen, Häuslingstr. 1.

Dax, Carl, Bergwerksrepräsentant, 1920. Siegen (Westf.), Feldstr. 14.

Decker, Felix, konz. Markscheider, 1920. Dortmund, Wenkerstr. 13.

Deecke, Wilhelm, Dr., Professor, Geh. Hofrat, Direktor der Badischen Geol. Landesanstalt, 1885. Freiburg i. B., Erwinstr. 31.

Deitert, August, konz. Markscheider, 1920. Gelsenkirchen, Alter Markt 3.

Delkeskamp, R., Dr., 1905. Frankfurt a. M., Königstraße 63.

Denckmann, August, Dr., Professor, Geh. Bergrat, Landesgeologe a. D., 1884. Berlin-Steglitz, Rottenburg-Str. 30.

Dender, Wilhelm, 1919. Köln, Hochstr. 125a.

De Stefani, Carlo, Dr., Professor, Direktor der geologisch-paläontologischen Sammlungen, 1898. Florenz.

*De Terra, Hellmut, stud. geol., 1920. Marburg (Bez. Kassel), Bismarckstr. 30 II.

Dienemann, Dr., Geologe, 1913. Berlin N 4, Invalidenstraße 44.

*Dienst, Paul, Dr., Kustos an der Geol. Landesanstalt, 1904. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Diesel, Eugen, Dr., 1914. Stockholm, Artilleriegatan 37

Dietrich, W., Dr., Assistent am Geol.-Paläont. Institut und Museum, 1911. Berlin N 4, Invalidenstr. 43.

Dietz, C., Generaldirektor, 1908. Hannover, Landschaftstraße 8 I.

*Dietz, C., cand. geol., 1920. Freiburg i. B., Oberau 79.

Dietz, Gustav, Bergwerksdirektor, 1920. Braunschweig, Hagenring 20.

Dittmann, Kurt Emil, Dr., Dipl.-Ingenieur, 1911. Essen (Ruhr), Dreilindenstr. 63 I.

Dittrich, Gustav, Dr., Professor, Studienrat, 1920. Breslau XVI, Uferzeile 14.

Dobbelstein, Karl, Bergrevierbeamter, Bergrat, 1920 Bochum, Graf-Engelbert-Str. 37.

de Dorlodot, Henry, Abbé, Professor an der Université catholique, 1902. Löwen (Belgien), 42 rue de Bériot.

Dorn, Dr., Bezirkstierarzt, 1916. Ebermannstadt (Oberfranken).

Dortmund, Naturwissenschaftl. Verein, 1913. Dortmund, Märkische Str. 60.

Dortmund, Preußisches Oberbergamt, 1920. Dortmund.

Dortmund, Stadtbibliothek, 1920. Dortmund.

Dresden, Bergwitzer Braunkohlenwerke, Aktiengesellschaft, 1914. Johann-Georgen-Allee 25 I.

Dresden, Direktion der staatl. Braunkohlenwerke, 1920. Dresden-A., Ostraallee 15 b.

Dresler, Carl, Bergassessor, 1920. Eiserfeld (Sieg).

Dreyer, Bernhard, Bergassessor, 1919. Bielschowitz (O.-S.), Berginspektion III.

Drissen, Alfred, Bergassessor u. Bergwerksdirektor, 1921. Marienberg (Westerwald), Gasthof Ferger.

Duft, Bergrat, 1911. Berlin-Südende, Oehlertstr. 14.

Düsseldorf, Verein deutscher Eisenhüttenleute, 1906. Düsseldorf.

Dyhrenfurth, Günther, Dr., Professor, 1908. Breslau XII, Schloß Carlowitz.

Ebeling, Bergrat, 1894. Hannover, Hindenburgstr. 42.

Ebenau, Otto, Markscheider, 1920. Ahlen (Westf.), Zeche Westfalen.

Ebert, Arthur, Dr., Geologe, 1920. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

von Eck, Dr., Professor, 1861. Stuttgart, Weißenburgstraße 4 B II.

Edelmann, Hans, Bergrat, 1920. Lautenthal (Harz).

Edelmann, Johannes, Dipl.-Bergingenieur u. Markscheider, 1920. Smarzowitz, Kr. Pleß, Fürstl. Pleßsche Heinrichsfreudegrube.

Eggert, Heinrich, konz. Markscheider, 1920. Georgsmarienhütte bei Osnabrück, Schulstr. 6.

Eickelberg, Carl, Bergwerksdirektor, 1920. Haus Rünthe, Kr. Hamm.

Eickelberg, Robert, Markscheider, 1920. Oberhausen (Rhld.), Am Grafenbusch 8.

Eisfelder, Georg, Bergrevierbeamter, Bergrat, 1920. Kottbus, Kaiser-Friedrich-Str. 27.

Eisleben, Mansfeldsche Kupferschiefer bauende Gewerkschaft, 1914. Eisleben.

Elberfeld, Naturwissenschaftl. Verein, 1920. Elberfeld.

Eller, Albert, Dr., Dipl.-Ingenieur, 1908. Danzig, Faulgraben 4/5 II.

Emerson, Benjamin, Professor der Geologie an den Amherst and Smith Colleges, 1868. Amherst (Massach.), N.-A.

Enke, Alfred, Dr., Kommerzienrat, 1913. Stuttgart, Hasenbergsteige 3.

*Erdmannsdörffer, O. H., Dr., Professor, 1900. Hannover, Techn. Hochschule, Geolog. Institut.

Erlangen, Bayerische Universitätsbibliothek, 1920. Erlangen.

Ermisch, Karl, Dipl.-Ingenieur, Bergwerksdirektor, 1908. Kaliwerk Wansleben (Bez. Halle a. S.).

Ernst, Gustav, Bergrat, 1909. Halberstadt, Seydlitzstraße 13 B.

Ernst, Wilhelm, Dr., wissensch. Hilfsarbeiter am Min.-Geol.-Institut, 1920. Hamburg V, Lübecker Tor 22.

Esch, Ernst, Dr., Kom.-Rat, 1893. Darmstadt, Roquetteweg 37.

Essen, Bergschule, 1914. Essen (Ruhr).

Essen, Bibliothek des Vereins für die bergbaulichen Interessen, 1907. Essen (Ruhr).

Essen, Friedrich Krupp A.-G., 1920. Essen, Gußstahlfabrik.

Essen, Geologische Gesellschaft, 1920. Essen, Kurfürstenstraße 39.

Essen, Museum der Stadt Essen für Heimat- u. Naturkunde, 1914. Essen (Ruhr).

Etzold, Walter, Bergassessor u. Bergwerksdirektor, 1920. Vluyn (Kreis Mörs).

Eulenstein, Fritz, Dr.-Ing., Hüttendirektor, 1920. Kattowitz (O.-S.), Sachsstr. 2 I.

Euling, Karl, Bergassessor a. D., Generaldirektor der A. Borsig, Berg- und Hüttenverwaltung, 1920. Mikultschütz (Kreis Tarnowitz).

*Ewald, Rud., Dr., wissenschaftlicher Mitarbeiter am Provinzialmuseum, 1910. Hannover, Lutherstr. 1.

F a l k e, Wilhelm, Bergassessor, Bergwerksdirektor, 1920. Oberhausen (Rhld.), Bismarckstr. 31.

F a u r a i S a n s, M., Professor, 1920. Barcelona, rue de Valencia 234 I.

F a u s t, Heinrich, Markscheider, 1920. Derne (Kreis Dortmund), Bahnhofstr. 30.

*F e h n, Hans, gerichtl. vereid. Chemiker, 1920. Hannover, Bödeckerstr. 70.

F e l b e r, Arthur, Dr., Direktor am deutschen Kalisyndikat, 1920. Berlin-Dahlem, Königin-Luise-Str. 13.

F e l d, Günther, Dr., 1920. Ludwigshafen a. Rh., Lisztstraße 170 III.

F e l i x, Johannes, Dr., Professor, 1882. Leipzig, Gellertstraße 3.

F e l s, Gustav, Dr., 1902. Eggenburg (Niederösterreich).

F e l s c h, Joh., Dr., 1908. Santiago (Chile), 1559 Casilla, p. Adr. Prof. Meier.

F e n t e n, Joseph, Dr., Staatsgeologe, 1906. Köln a. Rh., Ubierring 61.

F i c k, Alfred, Markscheider und Landmesser, 1920. Weidenau (Sieg), Wiesenstr. 3.

F i e g l e r, Lothar, Markscheider und Landmesser, 1921. Zalenze (O.-S.), Moltkestr. 98.

F i n c k h, Ludwig, Dr., Prof., Landesgeologe, 1900. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

F i n z e, Wilhelm, Bergrat, 1920. Kassel, Auguste-Viktoria-Str. 7 II.

*F i s c h e r, Bruno, Oberbergamtsmarkscheider, 1920. Halle a. S., Kronprinzenstr. 45.

F i s c h e r, Friedrich, Hüttendirektor, Oberbergrat, 1920. Clausthal (Harz), Marktstr. 935.

F i s c h e r, Joseph, Dr., Pater, 1920. Vallendar bei Koblenz, Kloster Schönstatt.

F l e g e l, Kurt, Dr., Bergrat, 1913. Breslau, Gutenbergstraße 42 I.

F l e n d e r, Emil, Markscheider, 1920. Dorsten, Alter Postweg 4.

F l i e g e l, Gotthard, Dr., Professor, Landesgeologe, Dozent an der Landwirtschaftl. Hochschule, 1898. Berlin-Lankwitz, Bruchwitzstr. 8 I.

F o e h r, Karl Friedrich, Dr., Prof., Direktor d. Friedrichs-Polytechnikums, 1920. Cöthen (Anhalt), Leopoldstr. 68.

F ö r s t e r, Erhard, Dipl.-Ingenieur, Bergverwalter, 1920. Hohndorf (Bez. Chemnitz), Helene-Ida-Schacht.

Förster, Hermann, Dr. phil., Studienrat, 1920. Groß-Strehlitz (O.-S.), Lublinitzer Str.

Fox, Mathias, konz. Markscheider, 1920. Dillenburg (Nassau).

*Franke, A., Oberlehrer, 1910. Dortmund, Junggesellenstraße 18.

Franke, Erich, Bergrat, 1920. Vienenburg a. H., Lierestr. 448.

Franke, G., Professor, Geh. Bergrat, 1894. Berlin-Halensee, Auguste-Viktoria-Str. 7.

Frankfurt a. M., Geol.-paläontol. Institut der Universität, 1918. Frankfurt a. M.

Franz, Heinrich, konz. Markscheider, 1920. Siegen (Westf.), Diesterwegstr. 4.

*Frebold, Georg, Dr., 1919. Hannover, Isernhagener Straße 48 III.

Freimuth, Erich, Bergassessor a. D., 1920. Bochum, Dorstener Str. 84 I.

Fremdling, C., Oberbergamtsmarkscheider, 1910. Dortmund, Knappenberger Straße 108.

Frentzel, Alexander, Dr.-Ing., Dipl.-Ingenieur, Bergwerksdirektor, 1906. Mühldorf bei Spitz (Donau), Niederösterreich.

Freudenberg, Wilh., Dr., Professor, 1907. Heidelberg, Bergstr. 117.

v. Freyberg, Bruno, Dr., 1919. Halle a. S., Geolog. Institut der Universität, Domstr. 5.

Freystedt, Landesbaurat, 1908. Liegnitz, Haagstr. 10. Zechenstr. 2.

Fricke, Gustav, konz. Markscheider, 1920. Gerthe (Kr. Bochum).

*Fricke, Karl, Markscheider, 1920. Waldenburg (Schl.), Fürstensteiner Str. 19.

Friedensburg, F., Dr., Bergassessor, 1920. Frohnau (Mark), Hohenheimer Str.

Friederichsen, Max, Dr., Professor, 1903. Königsberg i. Pr., Luisenallee 39—41.

Fritzsche, Hellmut, Dr., 1919. Bonn a. Rh., Nußallee 2.

Fromme, Ernst, Bergassessor, 1920. Witten (Ruhr), Zechenstr. 2.

Fuchs, Alex., Dr., Bergrat, 1902. Berlin N 4, Invalidenstraße 44.

Fulda, Ernst, Bergassessor, 1911. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

F u n c k , Wilhelm, Bergrat und Vorstand der Berginspektion, 1920. Zweibrücken, Hauptstr. 8 II.

F u n k e , Heinrich, Bergwerksbesitzer, 1920. Berlin-Grunewald, Siemensstr. 30.

*G ä b e r t , Carl, Dr., Geologe, Montangeologisches Bureau, 1907. Leipzig, Inselstr. 2.

G a g e l , Curt, Dr., Professor, Geh. Bergrat, Landesgeologe, 1890. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

G a n s , R., Dr., Prof., Vorsteher der chem. Abteilung der Geol. Landesanst., 1920. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

G a r e i s , Max, Apotheker, 1920. Köstritz (Thüringen), Bismarckstr. 4.

G ä r t n e r , Dr., Direktor der Wenzeslausgrube, 1904. Mölke bei Ludwigsdorf (Kreis Neurode).

G a s s e n h u b e r , Josef, Grubenvermessungs-Ingenieur, Dipl.-Ingenieur, 1920. Zweibrücken (Rhpflz.), Blücherstr. 24.

G e b h a r d t , Wilhelm, Bergdirektor, 1920. Borna (Bez. Leipzig), Lobstädter Str. 31.

G e h r e s , Otto, Generaldirektor, 1920. Gerthe (Kreis Bochum), Zeche Lothringen.

G e i p e l , Bruno, konz. Markscheider, 1920. Altenbochum, Gustavstr. 14.

Gelsenkirchen, Bergwerks-Aktiengesellschaft Consolidation, 1914. Gelsenkirchen.

G e r k e , Berginspektor, Dipl.-Ingenieur, 1921. Konsol. Fuchsgrube, Neuweißstein (Kr. Waldenburg), Schles.

G e r t h , Heinrich, Dr., Professor, 1907. Leiden (Niederlande), Bottermaht 14.

G e y e r , David, Mittelschullehrer, 1920. Stuttgart, Silberburgstr. 165 II.

G i e b e l e r , Wilhelm, Prokurist der Firma Ernst Giebeler, Bergwerks-Effekten-Geschäft, 1914. Siegen (Westf.).

G i e r s , Rudolf, Dr., Studienrat, 1921. Hamm (Westf.), Hohestr. 80 b.

G i l l , Adam Capen, Dr., 1891. Ithaca (New York), Cornell University.

G l a e ß n e r , Reinhard, Dr., Assistent am mineralogischen-petrographischen Institut und Museum der Universität, 1920. Berlin N 4, Invalidenstr. 43.

Gleiwitz, Oberschlesische Eisen-Industrie, Aktiengesellschaft für Bergbau und Hüttenbetrieb, 1914. Gleiwitz.

G l ö c k n e r , Friedr., Dr., Dipl.-Ing., Bergwerksdirektor, 1909. Wächtersbach (Bez. Kassel).

Goebel, Fritz, Dr., 1920. Witten (Ruhr), Ruhrstr. 11.
Goebeler, Fritz, konz. Markscheider, 1920. Saarbrücken I, Colerstr. 2.
Goldkuhle, Hermann, Bergrat, 1920. Essen-Bredeney, Lilienstr. 52.
Göpfert, Georg, Dipl.-Bergingenieur und konz. Markscheider, 1921. Kattowitz (O.-S.), Holteistr. 22.
Görges, Julius, Bankprokurist, 1920. Kassel, Murhardstraße 23.
Gorjanović-Kramberger, Karl, Dr., Hofrat, Professor und Präsident der geologischen Kommission von Kroatien-Slavonien, Direktor des Geologischen Nationalmuseums, 1898. Agram (Zagreb), Kroatien.
Görlitz, Magistrat, 1914. Görlitz.
Goslar, Naturwissenschaftlicher Verein, 1904. Goslar a. H.
Gothan, Walter, Dr., Professor, Dozent an der Techn. Hochschule, Abt. f. Bergbau, Kustos, 1907. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
Göttingen, Geologisches Institut der Universität, 1905.
Götz, Karl, Dr., Bergassessor, 1921. Simmern (Hunsrück).
Grabau, Hermann, Dr., Professor, Oberlehrer a. D., 1879. Leutzsch b. Leipzig, Rathausstr. 1.
Grabianowski, Stanislaus, Dipl.-Bergingenieur, 1920. Kattowitz (O.-S.), Charlottenstr. 18.
Graf, Engelbert, Schriftsteller, 1911. Gera (Reuß), Prinzenplatz 2.
Gräfe, Hans, Dipl.-Bergingenieur, Bergwerksdirektor, 1920. Diekholzen bei Hildesheim.
Gräff, Louis, Bergassessor a. D., Bergwerksdirektor, 1920. Husen (Ldkr. Dortmund), Zeche Kurl.
Grahmann, Rudolf, Dr., 1917. Leipzig, Talstr. 35.
Gräßner, P. A., Geheimer Oberregierungsrat, Generaldirektor a. D., 1889. Schlachtensee b. Berlin, Adalbertstraße 25 A I.
Gravelius, Dr., Professor an der Technischen Hochschule, 1905. Dresden-A., Reißigerstraße 13.
Graz, Geologisches Institut der Universität, 1913. Graz.
Greif, Otto, Bergingenieur, 1907. Stuttgart, Rotenbergstraße 5 II.
*Gripp, Karl, Dr., Assistent am Mineralogischen Institut, 1919. Hamburg, Lübecker Tor 22.
Gröbler, Bergrat, 1894. Gießen, Alicestr. 4.

Grube Ilse, Ilse Bergbau- Aktiengesellschaft, 1920. Grube Ilse (N.-L.).

Grubenmann, Ulr., Dr., Prof., 1907. Zürich, Titlisstraße 60.

Grübler, Edmund, Dipl.-Ingenieur, Bergrat, 1920. Halle a. S., Merseburger Str. 97 II.

Grumbrecht, Alfred, Bergassessor, 1920. Betzdorf (Sieg), Weberstr. 10.

*Grunewald, Hans, Studienrat, 1920. Bad Salzuflen, Kirchstr. 1.

*Grupe, Oskar, Dr., Bergrat, 1899. Berlin N 4, Invalidenstraße 44.

*Gürich, Georg, Dr., Professor, Direktor des Mineralogischen Instituts, Mitarbeiter der Preuß. Geol. Landesanstalt, 1891. Hamburg 5, Lübecker Tor 22.

Haack, W., Dr., Bergrat, 1908. Berlin N 4, Invalidenstraße 44.

Haarlem, Rijks Geologische Dienst, 1919. Haarlem (Niederlande), Spaarne 17.

Haarmann, Allan, Dr. jur., Regierungsrat a. D., Vorsitzender d. Vorst. d. Georgs-Marien-Bergw.- u. Hütten-Vereins, A.-G., 1916. Osnabrück, Hamburger Str. 7.

Haarmann, Erich, Dr., Privatdozent für Geologie und Paläontologie 1904. Berlin-Halensee, Küstriner Str. 11.

Haas, Albert, Geh. Bergrat, 1920. Siegen (Westf.), Koblenzer Str. 24.

Hahn, F. Alexander, 1886. Idar a. d. Nahe.

Hahne, August, Stadtschulrat, 1913. Stettin, Königsplatz 15.

Hähnel, Otto, Dr., Assistent am I. Chemischen Institut der Universität, 1909. Gr.-Lichterfelde, Jägerstraße 18 a.

Haiek, Anton, Ingenieur, Direktor d. Österr. Bohr- u. Schürfgesellschaft m. b. H., 1920. Wien I, Kärntnerring 15.

Halberstadt, Naturwissenschaftlicher Verein, 1912. Halberstadt.

Halle a. S., Deutscher Braunkohlen-Industrie-Verein, 1920. Halle a. S., Riebeckplatz 4.

Halle a. S., Hauptverwaltung der Anhaltischen Kohlenwerke, 1920. Halle a. S., Magdeburger Str. 12.

Halle a. S., Landwirtschaftliches Institut der Universität Halle-Wittenberg, 1910. Halle a. S., Ludwig-Wucherer-Straße 2.

Halle a. S., Preuß. Oberbergamt, 1910.

Halle a. S., A. Riebecksche Montanwerke A.-G., 1920. Halle a. S.

Halle a. S., Werschen-Weißenfelser Braunkohlen-A.-G., 1920. Halle a. S.

Haltern, Wilhelm, konz. Markscheider, 1920. Wanne, Bismarckstr. 23.

Hambloch, Anton, Dr.-Ing. h. c., Grubendirektor, 1906. Andernach a. Rh.

Hamborn, Gewerkschaft Friedrich Thyssen, 1915. Hamborn a. Rh.

Hamm, Bergwerksgesellschaft Trier m. b. H., 1914. Hamm (Westf.).

Hamm, Hermann, Dr. phil. et med., 1899. Osnabrück, Lortzingstr. 4.

Hammer, August, konz. Markscheider, 1920. Görlitz, Kunnowitzer Str. 8.

Hampel, Waldemar, konz. Markscheider, 1920. Klein-Gorschütz (Kreis Ratibor), Friedrichsschächte.

Hannover, Alkaliwerke Ronnenberg, A.-G., 1914. Hannover, Landschaftstr. 6.

Harbort, Erich, Dr., Professor, 1905. Zehlendorf-Mitte, Dallwitzstr. 47.

Harker, A., M. A., 1887. Cambridge (England), St. John's College.

*Harrassowitz, Hermann L. F., Dr., Professor, 1905. Gießen, Geologisches Institut.

Hartwig, Georg, Dipl.-Bergingenieur, 1920. Berlin-Niederschönhausen, Blankenburger Straße 70.

Hasebrink, A., Bergassessor, 1920. Duisburg, Pulverweg 52.

Hauff, Bernhard, Paläontologe, 1920. Holzmaden-Teck (Württemberg).

von Haugwitz, Manfred, cand. phil., 1915. München, Kaulbachstr. 33.

*Haupt, O., Dr., Professor, Kustos an der Geol.-mineralogischen Abteilung des Hessischen Landesmuseums, 1907. Darmstadt, Lagerhausstr. 16 II.

Hauthal, Rudolf, Dr., Professor, 1891. Hildesheim, Römer-Museum.

Heckel, M., Oberbergrat, Bergwerksdirektor, 1911. Vienenburg (Harz).

Hecker, Paul, Dr., Bergassessor, 1920. Heringen (Werra).

Heidelberg, Mineralogisch-Petrographisches Institut der Universität, 1912. Heidelberg.

Heim, Albert, Dr., Professor, 1870. Hottingen-Zürich 7, Hofstr. 100.

Heim, Fritz, Dr., Geologe, 1910. München, Georgenstraße 24 I.

Heintz, Valentin, konz. Markscheider, 1920. Landsweiler bei Neunkirchen (Saar), Bahnhofstr. 41.

Heißbauer, Eugen, Oberbergrat, 1920. Weiherhammer bei Weiden (Oberpfalz).

Heitmann, Hans, Fabrikant, 1920. Köln, Stollwerckhaus.

Freifräulein v. Helldorf, Adda, 1911. Dresden, Dürerstraße 86 I.

Hellmich, Paul, Markscheider, 1920. Neuweißstein, Post Altwasser (Schlesien).

Hellwig, Friedrich, konz. Markscheider, 1920. Dudweiler (Saar), St.-Ingbert-Str. 16.

Hemmer, A., Dr., 1917. Berlin W 8, Mauerstr. 35-37, D. P. G.

Henckel-Donnersmarck, Graf Kraft, 1920. Schloß Repten (Kr. Tarnowitz), O.-Schles.

Henke, Wilh., Dr., Geologe, 1908. Siegen (Westf.), Burgstr. 7.

Henneken, Theodor, konz. Markscheider, 1919. Wanne (Westf.), Unser-Fritz-Str. 156.

Henn, Theodor, Generalagent, 1920. Köln, Salierring 57.

Hennemann, Ernst, Dipl.-Ingenieur, Direktor der Montangesellschaft m. b. H., 1921. Berlin-Charlottenburg, Uhlandstr. 192.

Hennemann, Hermann, Bergingenieur, Leiter der Abteilung „Erzbergwerke" des Georgs-Marien-Bergwerks- und Hütten-Vereins, 1921. Georgsmarienhütte bei Osnabrück.

*Hennig, Edwin, Dr., Professor, 1908. Tübingen, Schloßberg 15.

Henrich, Ludwig, 1901. Frankfurt a. M., Parkstr. 15 I.

Hentze, Ernst, Dr., 1917. Berlin W 35, Körnerstr. 24, bei Laude.

Hepke, Karl, Bergwerksdirektor, 1920. Dorndorf (Rhön).

Herbing, Dr., Wirtschaftsgeologe und Volkswirt (R. D. V.), 1904. Halle a. S., Röpziger Str. 200, Erdg.

Herdorf, Bergbau- u. Hütten-A.-G. Friedrichshütte, 1920. Herdorf.

Hermann, Paul, Dr., Geologe, 1904. Mannheim, Stephanienufer 17.

Hermann, Rud., Dr., 1904. Sao Paulo (Brasilien), Rua 13 de Majo 319.

Herne, Gewerkschaft Friedrich der Große, 1914. Herne (Westf.).

Herz, Wilhelm, Dr., Bergingenieur, 1920. Friedrich-August-Hütte, Nordenham (Oldenburg).

Herzberg, Franz, Dr.-Ing., Dipl.-Ingenieur, 1909. Wien I, Wipplinger Str. 31.

Herzog, Fritz, Assistent am Geol. Institut der Universität, 1920. Breslau I, Schuhbrücke 38/39.

Heß von Wichdorff, Hans, Dr., Bergrat, 1904. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

van der Heyden à Hauzeur, Louis, Generaldirektor, 1903. Auby-lez-Douai, Dep. Nord (Frankreich), Compagnie Royale Asturienne des Mines.

Heydweiller, Erna, Dr., 1918. Charlottenburg, Berliner Straße 37/38.

*Heyer, Otto, Bergassessor,, 1920. Bad Oeynhausen, Sültebusch 1.

Heykes, Dr., Chemiker, 1921. Berlin N 4, Invalidenstraße 44.

Hibsch, Jos. Em., Dr., Professor i. R., 1883. Wien XVIII, Erndtgasse 26/9.

Hildesheim, Heldburg A.-G. f. Bergbau, bergbauliche u. andere industrielle Erzeugnisse, 1920. Hildesheim, Kaiserstr. 44.

Hilger, Ewald, Geh. Bergrat, 1920. Berlin NW 7, Dorotheenstraße 40.

Hindenburg, Donnersmarckhütte, Oberschlesische Eisen- und Kohlenwerke, Aktiengesellschaft, 1914. Hindenburg.

Hirschwald, Julius, Dr., Professor, Geh. Regierungsrat, 1898. Berlin-Grunewald, Wangenheimstr. 29.

Hlawatsch, Carl, Dr., Volontär am Naturhist. Hofmuseum, Miner.-petrogr. Abteilung, 1907. Wien XIII/5, Linzer Str. 456.

Hoffmann, Carl, Dr., Geologe des Mines de Pechelbronn, 1920. Hagenau (Unterelsaß), Brunnenstubstr. 14.

Hoffmann, Guido, Dr., Geologe, 1916. Potsdam, Kronprinzenstr. 30.

Hoffmann, Karl, Bergrat, 1910. Knurow (O.-S.).

Hoffmann, Werner, Bergbaubeflissener, 1920. Berlin W 50, Pragerstr. 35 II.

Hohenlohehütte, Hohenlohe-Werke, Aktiengesellschaft, 1914. Hohenlohehütte (Oberschles.).

Hohmann, Ernst, Markscheider, 1920. Bernburg, Moltkestr. 2.

Höhne, Erich, Dr., Geologe, 1908. Berlin NW 21, Krefelder Str. 6 I.

Hold, Karl, Bergwerksdirektor, 1920. Karnap (Kr. Essen), Königstr. 84.

Hölling, Karl, Markscheider, 1920. Gladbeck (Westf.), Hermannstr. 23.

Holzapfel, Hermann, konz. Markscheider, 1920. Wellesweiler bei Neunkirchen (Saar).

Homberg (Niederrhein), Gewerkschaft Sachtleben, 1914. Homberg a. Rh.

Homberg (Niederrhein), Steinkohlenbergwerk „Rheinpreußen", 1913. Homberg (Niederrhein).

Höppner, Wilhelm, Bergassessor a. D., 1913. Düsseldorf, Kasernenstr. 18.

Hörich, Oscar, Ingenieur, 1920. Berlin-Steglitz, Albrechtstr. 23/24.

Horn, Erich, Dr., 1907. Alt-Mahlisch bei Carzig (Kreis Lebus), Bez. Frankfurt a. O.

Hornbogen, Richard, konz. Markscheider, 1920. Köln, Sachsenring 92.

Hornung, Ferd., Dr., 1889. Leipzig-Kleinzschocher, Antonienstr. 3.

von Horstig, Rudolf, Dipl.-Ingenieur, Bergamtsassessor, 1920. Amberg (Obpf.), Bayern, Luitpoldhütte, Staatl. Berg- und Hüttenamt.

Hotz, Walther, Dr., 1912. Basel (Schweiz), Schanzenstraße 27.

*Hoyer, Professor, 1894. Hannover, Ifflandstr. 33.

Hubach, Heinrich, cand. geol., 1921. Berlin-Wilmersdorf, Trautenaustr. 20.

Hucke, R., Oberlehrer, 1917. Templin (Mark).

Hug, Otto, Dr., 1897. Bern, Belpstr. 42.

Hülsenbeck, geb. Hoyermann, Thekla, Dr., 1913. Wulkow bei Altruppin (Mark).

Hummel, Karl, Dr., Privatdozent, 1911. Gießen, Mineralog.-Geolog. Institut der Universität, Ludwigstr. 23.

Hundt, Rudolf, Lehrer, 1920. Klosterfelde (Kr. Niederbarnim).

Freiherr von Huene (v. Hoyningen-Huene), Friedrich, Dr., Professor, 1899. Tübingen, Zeppelinstr. 10.

Huth, W., Dr., 1912. Wetzlar, Optische Werke Ernst Leitz.

Innsbruck, Museum Ferdinandeum, 1915. Innsbruck.

Jaffé, Richard, Dr.-Ing., Dipl.-Bergingenieur und Markscheider, 1911. Frankfurt a. M., Gärtnerweg 40.

*Jaekel, Otto, Dr., Professor, Geheimer Regierungsrat, 1884. Greifswald, Fischstraße 18.

Janensch, Werner, Dr., Professor, Kustos am Geol.-Paläont. Institut u. Mus. f. Naturkunde, 1901. Berlin N 4, Invalidenstr. 43.

von Janson, Rittergutsbesitzer, 1886. Schloß Gerdauen (Ostpreußen).

Janus, Fritz, Markscheider, 1920. Homberg (Rh.), Königstr. 35.

Jaworski, Erich, Dr., Privatdozent der Geologie und Paläontologie an der Universität, 1920. Bonn, Nußallee 2.

*Jentzsch, Alfred, Dr., Professor, Geh. Bergrat, Landesgeologe a. D., 1872. Gießen, Ebelstr. 18.

John, Waldemar, Dipl.-Ingenieur, Bergrat, 1920. Palmnicken (Ostpreußen).

Johow, Paul, Bergrat, 1914. Buer i. W.

Jung, Eberhard, Hüttenbesitzer, 1920. Burgerhütte, Burg (Dillkreis).

Jung, Gust., Kommerzienrat, Direktor, 1901. Neuhütte bei Straßebersbach (Nassau).

Jüngst, Hans, stud. geol., 1919. Berlin W 10, Friedrich-Wilhelm-Str. 5.

Jüngst, Otto, Bergrat, 1920. Weidenau (Sieg), Wilhelmstr. 1.

Just, Wilhelm, Hauptlehrer, 1890. Zellerfeld (Harz).

Kahle, Robert, Ingenieur, Direktor der Steinsalz- und Sodawerke G. m. b. H., 1920. Montwy (Kreis Hohensalza), z. Z. Hannover, Wedekindstr. 4.

*Kaiser, Erich, Dr., Professor, 1897. München, Geol. Inst., Alte Akademie.

Kaiser, Otto, konz. Markscheider, 1920. Kray bei Essen (Ruhr), Essener Str. 15.

Kalkowsky, Ernst, Dr., Professor u. Museumsdirektor i. R., Geh. Hofrat, 1874. Dresden-A. 24, Nürnberger Straße 48.

*K a m m r a d , Gerhard, Dr., Studienrat, 1914. Berlin N 20, Uferstr. 10.

K a n z l e r , Otto, Dr., Geh. Sanitätsrat, 1920. Bad Rothenfelde, Teutoburger Wald.

Karlsruhe, Geol.-Mineralog. Institut der technischen Hochschule, 1915.

Kattowitz, Fürstlich Plessische Bergwerksdirektion, 1914. Kattowitz.

Kattowitz, Generaldirektion der Schlutiuswerke, 1914. Kattowitz, Holteistr. 29.

Kattowitz, Kattowitzer Aktien-Gesellschaft für Bergbau und Eisenhüttenbetrieb, 1905. Kattowitz.

Kattowitz, Oberschlesischer Berg- und Hüttenmännischer Verein, E. V., 1919. Kattowitz.

K a t z e r , Friedrich, Dr., Regierungsrat, Vorstand der Bosnisch-herzegow. Geologischen Landesanstalt, 1900. Sarajevo (Filialpost).

*K a u e n h o w e n , Walter, stud. geol., 1920. Berlin-Pankow, Pestalozzistr. 4.

K a u f h o l z , Ernst, Dr., Professor, Studienrat, 1893. Goslar, Vogelsang 4.

K a u f m a n n , Emil, Oberbergrat, 1920. Bad Reichenhall, Salinestr. 1.

K a u n h o w e n , F., Dr., Professor, Landesgeologe, 1897. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

K a u t s k y , Fritz, Dr., 1919. Berlin N 4, Invalidenstr. 43.

K a y s e r , Emanuel, Dr., Professor, Geh. Regierungsrat, 1867. München, Giselastr. 29 I.

K e g e l , Wilhelm, Dr., Geologe an der Geol. Landesanstalt, 1913. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

K e i l , G., Dipl.-Bergingenieur und Bergwerksdirektor, 1920. Gr. Kayna bei Merseburg.

*K e i l h a c k , Konrad, Dr., Professor, Geh. Bergrat, Abteilungsdirektor an der Geologischen Landesanstalt, 1880. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

K e i n h o r s t , Heinrich, konz. Markscheider, 1920. Günnigfeld bei Gelsenkirchen, Kirchstr. 64.

K e m p i n , Friedrich, Bergwerksdirektor, 1920. Celle, Hannoversche Allee 3.

K e m p n e r , M., Geh. Justizrat, Vorsitzender des Kalisyndikats, G. m. b. H., 1914. Berlin W 8, Taubenstr. 46.

K e ß l e r , Paul, Dr., Privatdozent, 1907. Tübingen, Geol. Institut der Universität.

K e y ß e r, Carl, Dr., Dipl.-Bergingenieur, Bergwerksdirektor, 1909. Eisleben, Markt 56.

Kiel, Universitäts-Bibliothek, 1915. Kiel.

K i p p e r, Herm., Bergassessor a. D., Bergwerksdirektor, 1920. Oberhausen (Rhld.), Hermannstr. 14.

Kirchen (Sieg), Storch & Schöneberg A.-G. f. Bergbau und Hüttenbetrieb, 1920. Kirchen (Sieg).

K i r c h e r, L., Bergrat, 1920. Herne, Markgrafenstr. 8.

K i r s t e, Ernst, Rektor, 1910. Altenburg (S.-A.), Roonstraße 1.

K i ß l i n g, E., Dr., Professor, 1915. Haag (Holland), Hoornbeckstr. 25.

K l ä h n, Hans, Dr., 1910. Freiburg i. B., Schweighofstr. 17.

K l a u t z s c h, Adolf, Dr., Professor, Landesgeologe, 1893. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

v. K l e b e l s b e r g, R., Dr., Privatdozent, 1920. Innsbruck, Universität.

K l e e m a n n, A., Bergwerksdirektor, 1920. Bork (Kreis Lüdinghausen), Zeche Hermann.

K l e i n, Georg, Bergassessor, Verwaltungsdirektor der Sektion IV der Knappschaftsberufsgenossenschaft, 1920. Halle a. S., Merseburger Str. 59.

K l e i n, Dipl.-Bergingenieur, 1920. Bachem (Post Frechen), Bez. Köln.

K l e i n a u, Richard, Hydrotekt und Oberbohringenieur, 1920. Cöthen (Anh.), Leopoldstr. 63.

K l e i n e, Eugen, Bergrat, 1920. Dortmund, Moltkestr. 21.

K l e m m, Gustav, Dr., Bergrat, Professor, Hess. Landesgeologe, 1888. Darmstadt, Wittmannstr. 15.

K l e t t, Bernhard, Mittelschullehrer, 1920. Mühlhausen (Thür.), Bahnhofstr. 17.

K l e w i t z, Otto, Bergassessor, 1909. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

K l e y n m a n s, Aug., J., Bergwerksdirektor, Bergassessor, 1920. Recklinghausen-Süd, König Ludwig.

K l i e, Theodor, Bergassessor a. D., 1921. Berlin-Schöneberg, Innsbrucker Str. 37.

K l i n g h a r d t, Franz, Dr., 1910. Greifswald, Karlsplatz 3 I.

*K l i v e r, Karl, konz. Markscheider, 1919. Bochum, Schillerstr. 37.

K l o c k m a n n, Friedrich, Dr., Prof., Geh. Regierungsrat, 1879. Aachen, Technische Hochschule.

Klosterberg, Wilhelm, Markscheider, 1920. Bottrop, Prosperstr. 101.
Kloth, Rudolf, Grubeninspektor, 1920. Levershausen, Post Südheim (Leinetal).
Klötzer, Max, Bergrat, 1920. Dresden-A., Mosczinskystraße 19 I.
Kluge, Robert, Betriebsführer, 1920. Oelsburg, Post Groß-Ilsede.
Knepper, Gust., Bergwerksdirektor, 1914. Bochum VII, Steinstr. 49.
Knobloch, Fritz, konz. Markscheider, 1920. Goslar a. H., Am Osterfeld 2.
Knod, Reinhold, Dr., 1907. Traben-Trarbach (Mosel).
Koch, Max, Dr., Professor, Landesgeologe a. D., 1884. Gohlis bei Niederau (Bez. Dresden).
*Kockel, Kurt Walter, stud. geol., 1920. Leipzig, Albertstraße 36.
Köhler, William, Bergrat, 1914. Recklinghausen, Friedhofstr. 1.
Koehne, Walter, Bergrat, 1920. Essen (Ruhr), Gutenbergstraße 79.
Koehne, Werner, Dr., Geologe, 1902. Berlin C 2, Landesanstalt für Gewässerkunde, Im Schloß.
Kolbeck, Friedrich, Dr., Professor a. d. Bergakademie, Oberbergrat, 1901. Freiberg (Sachsen).
Kolesch, Dr., Professor, Oberlehrer, 1898. Jena, Forstweg 14.
Koenig, Hermann, Betriebsdirektor, 1920. Essen-Bredeney, Waldstr. 23.
Koenigsberger, Joh., Dr., Prof., 1911. Freiburg i. B., Erwinstr. 3.
Köplitz, W., Dr., konz. Markscheider, 1920. Herne, Bahnhofstr. 110.
Korn, Joh., Dr., Professor, Landesgeologe, 1896. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
Koroniewicz, Paul, Dr., 1910. Warschau, Geologisches Institut des Polytechnikums.
Koert, Willi, Dr., Professor, Landesgeologe, 1899. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
Kossmat, Fr., Dr., Professor, Geh. Bergrat, Direktor der Sächsischen Geol. Landesanst., 1913. Leipzig, Talstr. 35.
Kost, Gustav, Bergrat, 1920. Hannover, Erwinstr. 4.
Kraft, Philipp, Dr.-Ing., 1914. 919 Agden Avenue, New York, City.

Krahmann, Max, Professor, Bergingenieur, Dozent an der Techn. Hochschule, Abt. f. Bergbau, 1889. Berlin W 15, Meineckestr. 8.

Kraisz, Alfred, Dr., Geologe der Deutschen Erdöl-A.-G., 1909. Berlin W 62, Kurfürstenstr. 112. Deutsche Erdöl-A.-G., Geol. Abt.

Kraencker, Jakob, Dr., Professor, Oberlehrer, 1907. Straßburg (Elsaß), Graumannsgasse 11.

Krantz, Fritz, Dr., Teilhaber der Firma Dr. F. Krantz, Rheinisches Mineralien-Kontor, 1888. Bonn, Herwarthstraße 36.

Kranz, W., Dr., Major a. D., 1909. Stuttgart, Heusteigstr. 56 I.

Kratzert, J., Dr., Assistent, 1921. Heidelberg, Min.-Petr.-Institut der Universität.

Kraus, Ernst, Dr., Privatdozent, 1917. Königsberg i. Pr., Geol. Institut d. Univ., Hintertragheim 21.

Kräusel, R., Dr., Privatdozent, 1921. Frankfurt a. M., Hohenzollernplatz 24.

*Krause, Paul Gustav, Dr., Professor, Landesgeologe, Privatdozent, 1889. Eberswalde, Bismarckstr. 26.

*Krenkel, E., Dr., Professor, 1907. Leipzig, Ferdinand-Rohde-Str. 7 II r.

Kretzschmar, Ludwig, Seminarlehrer, 1920. Bütow (Bez. Köslin), Lange Str. 74 II.

Krollpfeiffer, Georg, Dr., 1910. Berlin SW 11, Großbeerenstr. 86 III.

Krönner, Franz, Hauptlehrer, 1920. Bad Reichenhall, Berchtesgadener Str. 2.

Kruft, Julius, Markscheider, 1920. Bergheim, Post Oestrum (Kreis Mörs), Mörser Str. 4.

Krumbeck, Lothar, Dr., Professor, 1912. Erlangen.

Krümmer, Dr., Bergreferendar, 1914. Bonn, Oberbergamt.

Krusch, Paul, Dr., Professor, Geh. Bergrat, Abteilungsdirektor a. d. Geol. Landesanstalt, 1894. Berlin N4, Invalidenstr. 44.

Kühn, Benno, Dr., Professor, Geh. Bergrat, Landesgeologe, Dozent a. d. Bergakademie, 1884. Berlin N 4, Invalidenstraße 44.

Kuhse, Fritz, cand. geol., 1919. Charlottenburg, Horstweg 6.

*Kukuk, Paul, Dr., Bergassessor, Leiter der geol. Abteil. der Westfälischen Berggewerkschaftskasse, 1907. Bochum, Bergstr. 135.

*Kumm, August, Dr., Assistent, 1911. Braunschweig, Technische Hochschule.

Kummerow, E., Mittelschullehrer, 1912. Brandenburg (Havel), Haslunger Straße 49.

Kuntz, Julius, Diplom-Ingenieur, Beratender Bergingenieur und Montangeologe, 1905. Berlin-Steglitz, Hohenzollernstr. 3.

Kurtz, Dr., Professor, Studienrat, 1912. Düren (Rhld.), Aachener Str. 30.

Labryga, Hans, konz. Markscheider, 1920. Hohenlohehütte bei Kattowitz (O.-S.).

Landmann, Lehrer, 1920. Stolberg (Harz).

*Lang, Richard, Dr., Professor, Privatdozent, 1909. Halle (Saale), Schillerstr. 13 II.

*Lange, Werner, Dr., Chemiker, 1920. Berlin-Friedenau, Feurigstr. 10.

*Langewiesche, Friedrich, Professor, 1920. Bünde (Westf.), Herforder Str. 17.

Lauber, Otto, Markscheider, 1920. Mülheim (Ruhr), Schillerstr. 7.

Laufhütte, Heinrich, konz. Markscheider, 1920. Recklinghausen, Reitzensteinstr. 21.

Laurahütte, Bergverwaltung der Ver. Königs- und Laurahütte, 1920. Laurahütte (O.-S.).

Laurent, A., Lehrer, 1920. Hörde, Viktoriastr. 8.

Lederbogen, Wilhelm, Hilfsschullehrer, 1920. Aschersleben, Walkmühlenweg 1.

Lehmann, Emil, Dr., 1908. Halle (Saale), Domstr. 5.

*Lehmann, Karl, Dr., Markscheider, 1920. Wattenscheid, Chausseestr. 47.

Lehmann, P., Dr., Professor, Geheimrat, Dozent für Erdkunde an der Universität, 1898. Leipzig, Kantstraße 15.

Lehmann, Viktor, Markscheider, 1920. Homberg (Ndrrh.), Schützenstr. 107.

Lehner, A., Dr., Assistent am Mineralog.-Geolog. Inst., 1917. Würzburg, Pleichertorstr. 34.

Leichter-Schenk, Dipl.-Bergingenieur, 1914. Borna (Bez. Leipzig), Altenburger Str. 6-8.

Leidhold, Clemens, Dr., 1912. Wietze (Kr. Celle).

Leipzig, Geolog.-Paläontolog. Institut der Universität, 1916. Leipzig, Talstr. 35.

Leopoldshall-Staßfurt, Anhaltische Salzwerks-Direktion, 1912. Leopoldshall.

L e p p l a, August, Dr., Professor, Geh. Bergrat, Landesgeologe, 1881. Wiesbaden, Neudorfer Str. 2.

L e s c h n i k, Paul, konz. Markscheider, 1920. Ruda, Kr. Hindenburg (O.-S.), Hötzendorfstr. 8.

L e u c h s, Kurt, Dr., Professor, Privatdozent, 1907. München, Alte Akademie, Neuhauser Str. 51.

L i e b e t r a u, Edmund, Dr., Professor, 1920. Essen, Renatastr. 2.

L i e b r e c h t, Franz, Dr., 1909. Lippstadt (Westf.).

L i e s e r, Johannes, Rektor a. D., 1920. Schweppenhausen (Kreis Kreuznach).

L i n d e m a n n, A. F., 1884. Sidholme, Sidmouth, Devon (England).

L i n d n e r, Werner, konz. Markscheider, 1920. Beuthen (O.-S.), Ring 21.

v o n L i n s t o w, Otto, Dr., Professor, Landesgeologe, 1897. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Lintfort, Steinkohlenbergwerk Friedrich Heinrich, A.-G., 1920. Lintfort (Kreis Mörs).

L i s s ó n, Carlos, Professor, 1908. Lima (Peru).

L o h b e c k, Wilhelm, Bergassessor a. D., 1920. Recklinghausen (Westf.), Hernestr. 48.

*L ö h r, Wilhelm, Markscheider u. ordentl. Lehrer a. d. Bergschule, 1920. Bochum, Kanalstr. 24.

L o r e n z, Adolf, Markscheider, 1920. Dillenburg.

L o r e n z, Otto, Markscheider, 1920. Waldenburg (Schles.), Schallstr. 21.

v o n L o e s c h, Karl Christian, Dr., Referendar a. D., 1907. Berlin W, Kurfürstendamm 202, Pension Zwick.

*L ö s c h e r, Wilhelm, Dr., Realgymnasialdirektor, 1909. Essen, Heineckestr. 6.

L o s s e n, Adolf, Bergrat, 1920. Köln, Eifelstr. 19 III.

L o t z, Heinrich, Dr., Bezirksgeologe a. D., 1898. Berlin-Dahlem, Ehrenbergstr. 17.

L ö w e, Fritz, Dr., Geologe bei der Erdöl- und Braunkohlenverwertungs-A.-G., 1920. Charlottenburg, Bleibtreustraße 2.

L o e w e, L., Dr., Bergrat, Direktor der Kaliwerke Konow und Friedrich Franz, 1910. Lübtheen (Mecklenburg).

Ritter v o n L o z i n s k i, Walery, Dr., Bibliothekar, 1907. Krakau, Wolska 14.

L ü b b e r t, Christian, Markscheider, 1920. Herne, Gew. Friedrich der Große.

L ü d e m a n n , Karl, Wissenschaftl. Mitarbeiter der Werkstätten für wissenschaftliche Präzisionsinstrumente von Max Hildebrand, 1919. Freiberg i. Sa., Albertstr. 26.

Lühnde, Gewerkschaft Carlshall, 1920. Lühnde, Post Algermissen.

L u x , Eduard, Schulleiter, 1920. Ohrdruf (Thür.)

L y m a n , Benjamin Smith, Bergingenieur, 1870. Cheltenham (Pa.), Nordamerika, 112 Elm Avenue.

M a c c o , Albr., Bergassessor und Berginspektor a. D., Privatdozent, 1897. Köln-Marienburg, Leyboldstr. 29.

M a d s e n , Victor, Dr., Staatsgeologe und Direktor von Danmarks geologiske Undersögelse, 1892. Kopenhagen V., Kastanievej 10.

M a i e r , Ernst, Professor, Dr., 1908. Santiago (Chile), 1559 Casilla.

M a n n , Aloys, konz. Markscheider, 1920. Borsigwerk (O.-S.), Zabrzer Str. 173.

Marburg, Geol. Institut der Universität, 1918. Marburg (Bez. Kassel).

v o n M a r é e s , Bergassessor, Leiter der Braunkohlengrube der Gew. Walter, 1919. Frimmersdorf a. d. Erft (Kreis Grevenbroich, Reg.-Bez. Düsseldorf).

M a r t i n , J., Dr., Professor, Direktor d. Naturhist. Museums, 1896. Oldenburg, Herbartstr. 12.

M a s c k e , Erich, Dr., 1901. Göttingen, Rheinhäuser Chaussee 6.

Graf v o n M a t u s c h k a , Franz, Dr., 1882. Berlin-Schöneberg, Innsbrucker Str. 44 I.

M a u r e r , Richard, Bergrevierbeamter, Bergrat, 1920. Hannover, Brahmsstr. 3.

M e d o n , G. H., 1912. Berlin N 24, Monbijouplatz 2.

M e h n e r , Heinrich, Bergrat, 1920. Schlachtensee (Wsb.), Elisabethstr. 6.

M e h n e r t , Walter, Fregattenkapitän a. D., 1920. Göttingen, Bunsenstr. 14.

M e i g e n , W., Dr., Professor, 1913. Freiburg i. B., Hildastr. 54.

M e i s e r , Joh., Markscheider, 1920. Göttelborn (Saar).

M e i s n e r , Max, Bergassessor, 1920. Berlin-Wilmersdorf, Wilhelmsaue 15.

M e i s t e r , Ernst, Dr., Geologe, 1912. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

M e n t e n , Hubert, 1911. Berlin W 30, Landshuter Str. 25.

Menzel, Paul, Dr. med., Sanitätsrat, 1920. Dresden-A., Mathildenstr. 46.

Mertens, August, Dr., Professor, Direktor des städtischen Naturhistorischen Museums, 1920. Magdeburg. Domplatz 5.

Merzbacher, Gottfried, Dr., Professor, 1906. München, Möhlstr. 25.

Mestwerdt, Dr., Bergrat, 1902. Berlin N 4, Invalidenstraße 44.

Metzger, Adolf A. Th., Geologe, Amanuens am Geol. Inst. d. Univ., 1921. Helsingfors (Finnland), Nikolaigata 5.

Meyer, Erich Oskar, Dr., Privatdozent für Geologie und Paläontologie, 1907. Breslau, Hobrechtufer 8.

Meyer, Hermann, Betriebssekretär am Gas und Wasserwerk, 1920. Saalfeld (Saale).

Meyerhoff, Kurt, Bergassessor, Prokurist der Firma Anton Raky, Unternehmung für Tiefbohrungen, 1920. Liebenburg (Harz), Kreis Goslar.

Meyers, Josef, Markscheider, 1920. Sulzbach (Saar), Hammersberg 43.

Meyerstein, Sally, Bankier, Vorsitzender des Aufsichtsrats der Alkaliwerke Ronnenberg, 1920. Hannover, Landschaftsstr. 6.

Michael, Paul, Dr., Professor, Oberlehrer, 1920. Weimar, Kohestr. 18.

Michael, Richard, Dr., Professor, Geh. Bergrat, Abteilungsdirektor, 1894. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Michaelis, Oswald, Studienrat, 1920. Duisburg, Düsseldorfer Str. 124.

Michel, Hermann, Dr., Beamter am Naturhist. Staatsmuseum, 1921. Wien I, Burgring 7.

Milch, Ludwig, Dr., Prof., 1887. Breslau, Landsbergstraße 12

Middeldorf, Hans, Bergrat, Bergwerksdirektor, 1920. Leopoldshall-Staßfurt, Gartenstr. 5.

Middendorf, Ernst, Bergwerksdirektor, 1920. Nordhausen a. H.

*Mintrop, Ludger, Dr. phil., Berggewerkschaftsmarkscheider, 1920. Werden (Ruhr), Barkhofen.

Mohr, Hans, Dr., Privatdozent, Professor a. d. Technischen Hochschule, 1921. Graz (Steiermark), Ruckerlberggürtel 18.

Möhring, Walther, Dr., Geologe a. c. Cia de Petroleo Astra, 1909. Buenos Aires (Argentinien), Calle 25 de Mayo 182.

Möller, Johannes, konz. Markscheider, 1920. Essen, Brunhildestr. 11.

Molengraaff, G. A. F., Dr., Professor, 1888. Delft, Kanaalweg 8.

Moeller, Hanni, Frau, 1920. Berlin W 9, Königin-Augusta-Str 6.

Mommertz, Willy, Bergbaubeflissener, 1920. Hamborn 6, Warbruckstr. 35.

Monke, Heinrich, Dr., 1882. Berlin-Wilmersdorf, Jenaer Straße 7.

Montreal (Kanada), Library, Mc. Gill University, 1913. Montreal (Kanada).

Mörs (Rhld.), Linksniederrheinische Entwässerungsgenossenschaft, 1920. Mörs.

Mörs (Rhld.), Niederrheinische Bergschule, 1920. Mörs.

Mrazec, Ludovic, Dr., Professor, Direktor der Königl. Rumänischen geologischen Landesanstalt, 1912. Bukarest, Callea Vittoriei.

Mühlberg, Johannes, Hoflieferant, Königl. Rumänischer Konsul, 1905. Dresden-A., Wallstr. 15.

von zur Mühlen, L., Dr., Geologe, 1917. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Mühlhan, Gustav, Dipl.-Ingenieur, Bergwerksdirektor, 1920. Mechernich (Eifel), Hartgasse 4.

Müller, Gustav, Schulamtskandidat, 1920. Alsleben a. S., Neue-Tor-Str. 16.

Müller, Hermann, E., Bergassessor, Bergdirektor a. D., 1920. Unterhöflein, Post Willendorf (Niederösterreich), Villa Waldhof.

Müller, Joseph, Dr., Geologe, 1918. Liebenau (Neum.).

Müller, Julius, konz. Markscheider, 1920. Gladbeck (Westf.), Grüner Weg 5.

Müller, Otto, Bergrat, 1916. Wiesbaden, Juliusstr. 2.

Müller, Wilhelm, konz. Markscheider, 1920. Ibbenbüren (Westf.), Nordfeldmark 42.

Müller-Herrings, Paul, Bergassessor, 1909. Berlin-Wilmersdorf, Hohenzollerndamm 27 a.

München, Bibliothek des Paläontologisch-Geologischen Instituts, 1905. Alte Akademie, Neuhauser Str. 51.

München, Generaldirektion der staatl. Berg-, Hütten- und Salzwerke, 1920. Ludwigstr. 16 I.

*Murmann, August, Markscheider, 1920. Hamborn (Rhld.), Duisburger Str. 301.

Nägele, E., Verlagsbuchhändler, 1905. Stuttgart, Hasenbergsteige 1.

Naumann, Edmund, Dr., 1898. Frankfurt a. M., Zeil 114.

Naumann, Erich, Oberbergrat, 1920. Karlsruhe, Mathystraße 23.

*Naumann, Ernst, Dr., Professor, Landesgeologe, 1898. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Naumann, Franz, Bergassessor, 1920. Recklinghausen, Halterner Str. 10 II.

Neindorf, Gewerkschaft Hedwigsburg, 1920. Neindorf, Post Hedwigsburg (Braunschw.).

Nenno, Wilhelm, Markscheider, 1920. Palenberg (Bez. Aachen), Bergstr. 2.

Neunkirchen, Gebrüder Stumm, G. m. b. H., 1914. Neunkirchen (Saar).

Neuroder Kohlen- und Tonwerke, 1914. Neurode (Schl.).

Neuwelzow, Eintracht, Braunkohlenwerke und Brikettfabriken, 1914. Neuwelzow (Nieder-Lausitz).

Neu-Weißstein, Verwaltung der Steinkohlenbergwerke Cons. Fuchsgrube zu Neu-Weißstein und David zu Konradsthal, 1914. Neu-Weißstein, Post Altwasser (Schlesien).

Niederschelden, Gewerkschaft Alte Dreisbach in Niederschelden-Sieg, 1914. Niederschelden (Sieg).

Niehoff, Emil, Dipl.-Ingenieur, Bergwerksdirektor, 1920. Frankfurt a. O., Gubener Str. 1.

Niemczyk, Oskar, Markscheider u. Landmesser, 1920. Piasniki-Lipine (O.-S.), Beuthener Str.

Nietsch, Helmuth, cand. geol., 1921. Greifswald, Geol. Institut.

Nimptsch, Willibald, Bergassessor, Hilfsarbeiter im Ministerium für Handel und Gewerbe, 1920. Berlin W 30, Luitpoldstr. 123.

Baron Nopcsa, Franz, Dr., 1903. Wien I, Singerstr. 12.

Noetling, Fritz, Dr., Hofrat, 1903. Baden-Baden, Bismarckstr. 23.

Nöth, L., stud. geol., 1920. Hamburg 15, Hammerbrookstraße 19.

*Nowack, Ernst, Dr., Assistent an der Lehrkanzel für Geologie der Montanistischen Hochschule, 1919. Leoben.

Nuss, Wilhelm, Studienrat, 1920. Senftenberg (N.-L.), Dresdener Str. 7.

Oebbeke, Konrad, Dr., Professor, Geh. Hofrat, 1882. München, Techn. Hochschule, Arcisstr. 21.

Oberhausen, Gutehoffnungshütte, Aktienverein für Bergbau und Hüttenbetrieb, 1914. Oberhausen (Rhld.).

Oberste Brink, K., Dr., Markscheider, 1912. Gelsenkirchener Bergwerks - Aktiengesellschaft, Gelsenkirchen.

Obst, E., Dr. Professor, 1909. Breslau, Parkstr. 45.

Odermann, Peter, Inspektionsmarkscheider, 1920. Ensdorf (Saar).

v. Oheimb, Bergassessor, 1920. Berlin N 4, Invalidenstraße 44.

Öhmichen, H., Dipl.-Ingenieur, Bergingenieur, 1899. Frankfurt a. M., Metallbank, Bockenheimer Anlagen 45.

Ollerich, Ad., 1891. Hamburg, Rantzelstr. 70 IV.

Olzhausen, Karl, Lehrer am Lyzeum, 1920. Salzwedel, Schäferstegel 35.

Oppenheim, Paul, Dr., Professor, 1889. Groß-Lichterfelde, Sternstr. 19.

Oppenheimer, Josef, Dr., Privatdozent für Paläontologie, 1920. Brünn (Tschecho-Slowakei), Schillergasse 10.

Örtel, W., Dr., Privatdozent, 1921. Clausthal (Harz), Kronenplatz 60.

Osann, Alfred, Dr., Professor, 1883. Freiburg i. B.

Oestreich, Karl, Dr., Professor, 1908. Utrecht, Wilhelminapark 5.

Paeckelmann, Werner, Dr., Geologe, 1914. Berlin. N 4, Invalidenstr. 44.

Paehr, Wilhelm, Bergrat, 1920. Bielschowitz (O.-S.).

Papavasiliou, S. A., Dr., Bergingenieur, 1908. Naxos (Griechenland).

v. Papp, Karl, Dr., Professor, Geologe an der Ungarischen Geolog. Reichsanstalt, 1900. Budapest VIII., Mehmed Szultan-Ut 4 a.

Partsch, Karl, Bergassessor, 1920. Herne (Westf.), Zeche Shamrock.

Passarge, Siegfried, Dr., Proffessor, 1894. Hamburg 36, Seminar für Geographie, Edmund-Siemens-Allee.

Paessler, Hanns, 1920. Hannover, Scharnhorststr. 5 I.

Paulcke, W., Dr., Professor, 1901. Karlsruhe, Technische Hochschule.

Paxmann, Dr., Oberbergrat a. D., 1920. Berlin W 15, Pariser Str. 33.

Peltz, Walter, Markscheider u. Landmesser, 1920. Hüls. Kreis Recklinghausen (Westf.), Bismarckstr. 9.

Penck, Albrecht, Dr., Professor, Geh. Regierungsrat, Direktor des Instituts für Meereskunde und des Geographischen Instituts der Universität, 1878. Berlin NW 7, Georgenstr. 34-36.

Penck, Walter, Dr., Universitätsprofessor, 1920. Leipzig-Schleußig, Stieglitzstr. 1 F.

Person, Paul, Kaufmann, 1901. Hannover, Georgstr. 13.

Petrascheck, Wilhelm, Dr., Professor, 1901. Leoben (Steiermark), Montanistische Hochschule.

Pfaff, F. W., Dr., Landesgeologe, 1887. München, Königinstr. 8 III.

Pfeiffer, Hermann, Dr. phil., Chemiker, 1920. Charlottenburg, Rönnestr. 3 Hpt.

Pfister, Ernst, Bergwerksdirektor, 1920. Heyggendorf b. Allstedt (Sa.-W.), Gewerkschaft Thüringen.

Pflücker y Rico, Dr., 1868. Lima (Peru).

*Philipp, Hans, Dr. Professor, 1903. Greifswald, Romstraße 19.

Philippson, Alfred, Dr., Professor, Geh. Regierungsrat, 1892. Bonn, Königstr. 1.

*Picard, Edmund, Dr., Kustos an der Geol. Landesanstalt, 1904. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Picard, Leo, stud. geol., 1921. Konstanz (Baden), Bahnhofstr. 12.

Piedboeuf, Paul, Ingenieur, 1920. Düsseldorf, Elisabethstraße 12.

Pietzke, Hermann, Lehrer an der Vorschule, 1920. Guben, Hohlweg 11.

*Pietzsch, Kurt, Dr., Landesgeologe, 1908. Leipzig, Talstr. 35 II.

Pilz, R., Dr., Dipl.-Ingenieur, 1913. Wien I, Kantgasse 3.

Pittsburgh (Pennsylvania), Carnegie-Museum, 1911.

Plieninger, Felix, Dr., Professor, 1891. Landwirtschaftliche Hochschule Hohenheim bei Stuttgart.

Počta, Phil., Dr., Professor, 1908. Prag VI, Albertov 6.

Pohl, Max, Bergassessor a. D., stellv. Direktor der Deutschen Bank, 1920. Berlin-Schöneberg, Freiherr-v.-Stein-Str.

Pohl, Otto, Bergwerksdirektor, 1920. Bernburg (Anhalt), Hallesche Str. 69.

Pohlig, Hans, Dr., Professor, 1886. Bonn, Reuterstr. 43.

P o h l s c h m i d t, Ferdinand, Oberbergamtsmarkscheider, 1920. Dortmund, Liebigstr. 10.

P o l l a c k, Vincenz, Professor a. d. Technischen Hochschule, 1914. Wien III, Barmherzigengasse 18.

*P o m p e c k j, Jos. F., Dr., Professor, Geh. Bergrat, 1898. Berlin N 4, Invalidenstr. 43.

P o n t o p p i d a n, Harald, Dr., 1907. Hamburg 5, An der Alster 47.

P o r r o, Cesare, Dr., 1895. Mailand, 4 Via Cernuschi.

P o r s c h e, Joseph, Dr., Gymnasialprofessor, 1920. Aussig (Böhmen), Anzengruberstr. 2.

P o r t i s, Alessandro, Dr., Professor, 1876. Rom, Istituto geologico Universitario.

P o t o n i é, Robert, Dr. phil., 1920. Berlin W 30, Nollendorfstr. 31/32.

Prag, Geologisches Institut der Deutschen Universität, 1911. Prag II, Weinberggasse 3.

P r a t j e, Otto, cand. geol., 1919. Freiburg i. Br., Albertstraße 32.

P r e s s e l, K., Dr., Professor, 1907. München, Herzogstraße 64 III.

P r i n z, E., Zivilingenieur, 1916. Berlin W 15, Meierottostraße 5.

P u f a h l, Otto, Dr. phil., o. Prof. a. d. Technischen Hochschule Berlin, Geh. Bergrat, 1920. Berlin-Halensee, Auguste-Viktoria-Str. 6.

P u t s c h, Albert, Dr.-Ing., Bergwerksdirektor, 1920. Kupferdreh.

P u t s c h, Hugo, Bergwerksdirektor, Bergingenieur, 1920. Brücherhof bei Hörde (Westf.), Südstr. 6.

Q u a a s, Arthur, Dr., 1902. Ligneuville bei Malmedy.

Q u e l l e, Otto, Dr., Privatdozent, 1903. Bonn, Kurfürstenstraße 66.

Q u e n t i n, Erich, Betriebsdirektor, 1920. Weidenau (Sieg), Ludwigstr. 1.

Q u i r i n g, H., Dr., Dr.-Ing., Bergassessor, Geologe, 1912. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

R a d o s l a w o w, Bogumil M., Dipl.-Bergingenieur, Berghauptmann, 1914. Sofia, Boulevard Ferdinand 54.

R a e f l e r, Friedrich, Dr., Bergassessor, 1908. Berlin NW, Kirchstr. 1.

R a m a n n, Emil, Dr., Professor, 1898. München, Amalienstraße 67.

*Range, Paul, Dr., Regierungs- und Bergrat, Mitarbeiter der Geol. Landesanstalt, 1905. Berlin-Lichterfelde, Flotowstr. 1 I.

Rassmuss, Hans, Dr., Staatsgeologe, 1910. Buenos Aires (Argentinien), 1241 Calle Maipú.

Rathke, Max, Generaldirektor, 1920. Berka (Werra), Kr. Eisenach.

Ratzel, Albert, Dr., 1919. Heidelberg, Geol. Institut.

Rau, K., Dr., Oberförster, 1905. Heidenheim a. Brenz.

*Rauff, Hermann, Dr., Professor, Geh. Bergrat, 1877. Charlottenburg, Leibnizstr. 91.

Reck, Hans, Dr., 1908. Berlin N 4, Invalidenstr. 43, Geol. Institut der Universität.

Recklinghausen, Preußische Bergwerksdirektion, 1914. Recklinghausen.

Reeh, Reinhard, konz. Markscheider, Bergbauinspektor, 1920. Koblenz-Neuendorf, Neuendorfer Str. 155.

Baron von Rehbinder, Boris, Dr., 1902. St. Petersburg, Berginstitut, Quart. 15.

Reich, Hermann, Dr., Assistent, 1920. Göttingen, Geol. Inst. d. Univ.

Reichel, Fedor, Studienrat, Professor, 1920. Löwenberg (Schles.), Markt 16 I.

Reimann, Otto, Markscheider u. Bergschullehrer, 1920. Tarnowitz (O.-S.), Carlshofer Str. 15.

Reinisch, Dr., Professor, Landesgeologe, 1905. Mockau bei Leipzig, Kieler Str. 79.

Reis, Otto M., Dr., Oberbergrat, 1920. München, Aegisstraße 47 II.

Reiser, K., Dr., Professor, 1906. Kempten (Allgäu), Wilhelmstr. 93.

Reiss, Friedrich, konz. Markscheider, 1920. Luisenthal (Saar), Althansstr. 85.

Reitz, Dr., Oberlehrer, 1920. Elmshorn (Holstein), Sandberg 5.

Renisch, Adolf, Studienrat, 1920. Remscheid, Körnerstraße 12.

Renz, Carl, Dr., Privatdozent, Professor, 1903. München, Theresienstr. 1 III, p. Adr. Herrn Dr. Alfred Laubmann.

Rettschlag, Walter, stud. geol., 1920. Bernau (Mark), Börneckerstr. 16.

Reuning, Ernst, Dr., Geologe, 1910. Swakopmund (Südwestafrika), Postfach 45.

Reuss, Max, Wirkl. Geh. Oberbergrat, 1920. Berlin-Grunewald, Egerstr. 1.

Reuter, Franz, Bergassessor, 1920. W 62, Charlottenburg, Wittenbergplatz 3 a.

Rheinisch, Dr., Professor, Landesgeologe, 1905. Leipzig-Mockau, Kieler Str. 79.

Richarz, Steph., Dr., 1919. Mödling b. Wien, St. Gabriel.

Richert, Ernst, Bergrevierbeamter, Bergrat, 1920. Goslar, Ebertstr. 1.

Richter, Rudolf, Dr., Studienrat, Privatdozent, 1907. Frankfurt a. M., Feldbergstr. 30.

Riedl, Emil, Lehrer, 1911. Körbelsdorf (Post Pegnitz. Oberfr.).

Rimann, Eberhard, Dr., Prof., 1908. Dresden-A., Kaitzerstraße 17 I.

Rinne, Fritz, Dr., Professor, Geheimer Regierungsrat, 1887. Leipzig, Mineralog. Institut der Universität, Talstraße 38.

Rödel, Hugo, Dr., Studienrat, 1919. Frankfurt a. O., Sophienstr. 12.

Roedel, Sebastian, Professor, Direktor der Realschule, 1919. Fürth (Bayern), Kaiserstr. 94.

Roelen, W., stellv. Bergwerksdirektor, Dipl.-Bergingenieur, konz. Markscheider, 1920. Hamborn (Rhld.), Hufstr. 20.

Rohrlich, S., Dipl.-Bergingenieur u. Bergwerksdirektor, 1920. Anderbeck, Gewerkschaft Wilhelmshall.

Röhrer, Friedr., Dr., Professor, 1910. Mannheim, S. 6, 30.

Romberg, Jul., Dr., 1889. Bensheim (Hessen), Schönberger Str. 68.

Rothmaler, Johannes, Bergrat, 1920. Siegen, Sandstr. 69.

Ruda, Gräfl. von Ballestremsche Güterdirektion, 1914. Ruda (Oberschl.).

Rudolph, Karl, Bergassessor, 1919. Braunschweig, Kaiser-Wilhelm-Str. 60 II.

Rüger, Ludwig, cand. geol., 1920. Heidelberg, Geol. Institut der Univ., Hauptstr. 52 II.

Rumpf, Joh., Dr., Hofrat u. Hochschulprofessor i. R., 1876. Piber bei Graz (Steiermark).

Runge, Erich, Bergassessor a. D., 1920. Altenessen, Krablerstr. 17.

Rutten, L., Dr. 1907. Utrecht, C. Evertsenstraat 7.

Sabersky-Mussigbrod, Dr., 1890. First Chance Mining Company, Carnet (Montana), Ver. Staaten.

*Salfeld, H., Dr., Professor, Kustos, Privatdozent für Geologie und Paläontologie, 1905. Göttingen, Geol. Institut.

*Salomon, Wilhelm, Dr., Professor, Geh. Hofrat, 1891. Heidelberg, Geologisches Institut der Universität, Hauptstr. 52 II.

Salzmann, Dipl.-Bergingenieur, 1920. Derichsweiler bei Düren (Rhld.).

Sassenberg, Robert, jr., konz. Markscheider, 1920. Herne, Bismarckstr. 12.

Saul, Hugo, konz. Markscheider, 1920. Recklinghausen-Süd (König Ludwig), König-Ludwig-Str. 158.

Sauer, Adolf, Dr., Professor, Vorstand der Württ. Geol. Landesaufnahme, 1876. Stuttgart, Mineralog.-Geol. Institut der Technischen Hochschule, Seestr. 124.

Sauerbrey, Erich, konz. Markscheider, 1920. Karnap, Landkreis Essen (Ruhr).

Schäfer, Heinrich Friedrich, Bankbeamter a. D., 1920. Gotha, Liesenstr. 23.

Schalla, Emil, Landmesser u. Markscheider, 1920. Hamborn (Rhld.), Maxstr. 5.

Scharf, W., Bergwerksdirektor, 1920. Benzelrath bei Frechen (Bez. Köln).

Schaub, Ludwig, Dr., Studienrat, 1920. Witten (Ruhr).

Scheffer, Dr.-Ing., Bergassessor, 1912. Frankfurt a. M., Eysseneckstr. 20 (Tellus A.-G.).

Scheibe, Robert, Dr., Geh. Bergrat, Professor, 1885. Berlin-Halensee, Westfälische Str. 82.

Schellhase, Otto, Markscheider, 1920. Recklinghausen, Heiligegeiststr. 11.

Schenck, Adolf, Dr., Professor, 1879. Halle a. S., Schillerstr. 7.

Scherber, P., Dr., Geh. Admiralitätsrat a. D., 1911. München, Harthauser Str. 117.

Scherkamp, Hubert, Bergassessor a. D., 1920. Berlin NW 7, Reichstagsufer 10.

Schiedt, Friedrich, Bergwerksdirektor, 1920. Wolmirsleben (Kreis Wansleben).

*Schindewolf, Dr., Assistent, 1920. Marburg (Bez. Kassel), Geol. Institut.

Schiwy, Markscheider, 1920. Tarnowitz (O.-S.).

Schlafke, Otto, Regierungsrat, 1913. Berlin, Reichsschatzministerium.

Schlagintweit, Otto, Dr., Privatdozent, 1907. Berlin W 8, Mauerstr. 35-37.

Schlarb, Otto, Bergassessor a. D., 1920. Herne (Westf.), Strünkederstr. 83 a.

Schleifenbaum, Friedrich, Bergassessor, 1920. Siegen (Westf.), Wellerbergstr. 7.

Schlenzig, J., Dipl.-Ingenieur, Bergwerksdirektor, 1898. Berlin NW, Kirchstr. 1.

Schlippe, O., Dr., 1886. Leipzig-Gohlis, Menckestr. 18.

Schlitzberger, Kurt, Bergrat, 1920. Goslar (Harz), von Gamenstr. 16.

Schloßmacher, K., Dr., Geologe, 1912. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Schmeißer, Karl, Dr.-Ing. h. c., Wirkl. Geh. Oberbergrat, Berghauptmann und Oberbergamtspräsident, 1900. Breslau, Kaiser-Wilhelm-Platz.

Schmidle, W., Direktor der Oberrealschule, 1909. Konstanz (Baden), Waldstr. 15.

*Schmidt, Axel, Dr., Landesgeologe, 1905. Stuttgart, Falkertstr. 63.

Schmidt, Carl, Dr., Professor, 1888. Basel, Münsterplatz 6/7.

Schmidt, Hermann, Dr., Assistent am Geol. Landesmuseum, 1920. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Schmidt, Hermann, Markscheider, 1920. Witten (Ruhr), Schulstr. 42.

Schmidt, Martin, Dr., Professor, Landesgeologe, 1896. Stuttgart, Archivstr. 3.

Schmidt, Walter, Markscheider, 1920. Beuthen (O.-S.), Parkstr. 2.

Schmidt, W. Erich, Dr., Bergrat, 1904. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Schmierer, Th., Dr., Bergrat, 1902. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Schmitz, Wilhelm, Bergwerksdirektor, 1920. Hamborn (Rhld.), Duisburger Str.

*Schmitz, Wilhelm, konz. Markscheider, 1920. Rotthausen (Kreis Essen), Wiehagenstr. 5.

Schnarrenberger, Karl, Dr., Landesgeologe, 1904. Freiburg i. B., Bismarckstr. 7.

*Schneider, Otto, Dr., Professor, Kustos an der Geol. Landesanstalt, 1900. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Schneiderhöhn, Hans, Dr., Prof., 1911. Gießen, Min. Institut d. Univ., Ludwigstr.

Schnepff, Heinrich, Bergrat, 1920. Bodenmais (Niederbayern), Berg- und Hüttenamt.

Schnittmann, Franz Xaver, Dr., Kooperator, 1921. Hirschau (Oberpfalz).

Scholand, A., Markscheider, 1920. Oelsnitz (Erzgebirge).

Scholz, Bruno, Oberbergamtsmarkscheider, 1920. Halle (Saale), Heinrichstr. 6.

*Schöndorf, Dr., Professor, Privatdozent, 1911. Hannover, Theodorstr. 3a.

Schönfeld, Georg, Lehrer, 1920. Dresden 28, Stollestr. 64.

Schorcht, Walther, Dr., Kustos am staatlichen Museum, 1920. Gotha, Sonneborner Str. 30.

Schöppe, W., Dr.-Ing., Bergwerksdirektor, 1907. Wien VI, Gumpendorfer Straße 8.

Schornstein, Waldemar, Dipl.-Ingenieur, Bergreferendar, 1919. Waldenburg (Schles.).

Schottler, W., Dr., Bergrat, Landesgeologe, 1899. Darmstadt, Martinsstr. 79.

Schreiter, Rud., Dr., 1912. Freiberg (Sachsen), Geol. Institut d. Bergakademie.

*Schriel, W., Dr., Geologe, 1920. Berlin N 4, Invalidenstraße 44.

Schroeder, Ernst, Bergrat, 1920. Goslar (Harz), Gartenstr. 9, Erdgesch.

Schröder, Henry, Dr., Professor, Geh. Bergrat, Abteilungsdirektor, 1882. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Schroeder, Karl, Markscheider, 1920. Duisburg-Meiderich, Koopmannstr. 10 a.

Schucht, F., Dr., Professor, Landesgeologe, Dozent an der Landwirtschaftl. Hochschule, 1901. Berlin N 4, Invalidenstraße 44.

*Schuh, Friedr., Dr., 1911. Rostock, Geol. Institut der Universität.

Schulte, Ludw., Dr., Landesgeologe, 1893. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Schultz, Walter, Dr., Professor, 1920. Kassel, Tannenstraße 9.

Schulz, Fritz, Markscheider u. Landmesser, 1920. Essen (Ruhr), Bismarckstr. 117.

Schulze, Gustav, Dr., 1907. München, Geol.-Paläont. Institut, Alte Akademie, Neuhauser Str. 51.

Schulze, Paul, Bergrat, 1920. Zabrze (O.-S.), Kronprinzenstr. 30.

Schulze, Rudolf, Bergrat, Bergrevierbeamter, 1920. Weimar, Am Horn 5.

Schumacher, E., Dr., Landesgeologe, Geh. Bergrat, 1880. Lautenbach, Renchtal (Baden).

Schumacher, Fr., Dr.-Ing., Prof., 1920. Freiberg (Sachsen), Bergakademie.

Schumann, G., Generaldirektor, Kommerzienrat, 1920. Grube Ilse (Niederlausitz).

Schünemann, Ferdinand, Oberbergrat, 1905. Zellerfeld (Harz).

Schwalmbach, Wilhelm, Markscheider, 1920. Waldenburg (Schles.), Fürstensteiner Str. 16.

Schwartmann, Markscheider, 1918. Wattenscheid, Nordstr. 90.

Schwartz, Felix, Bergdirektor, Bergassessor, Betriebsleiter beim Erzgeb. Steinkohlen-Aktienverein, 1920. Zwickau (Sachsen), Silberhof 9.

Schwarz, Hugo, Dr., 1907. Warschau, Jasna 30.

*Schwarzenauer, Bergwerksdirektor, 1908. Hannover, Podbielskistr. 16.

Schwarzmann, Max, Dr., Prof., Direktor des Badischen Naturalienkabinetts, Mineral.-Geol. Abt., 1920. Karlsruhe (Baden), Gartenstr. 19.

Schwenk, Carl, Zementfabrikant, Kommerzienrat, 1920. Ulm (Donau), Blauring 29.

Schwertschlager, Jos., Dr., Professor, 1908. Eichstätt (Mittelfranken).

Scipio, W., Regierungsassessor a. D., 1906. Mannheim N 5.

Scupin, Hans, Dr., Professor, 1893. Halle a. S., Mühlweg 48.

Seeliger, Hermann, Pr. aufsichtführender Markscheider, 1920. Hindenburg (O.-S.), Kronprinzenstr. 15.

Seidl, Erich, Ministerialrat, 1910. Berlin NW 23, Altonaer Str. 35.

*von Seidlitz, W., Dr., Professor, 1906. Jena, Reichardstieg 4.

Seiffert, Dr., Bergrat, 1920. Magdeburg, Sternstr. 23.

Seithe, Ferdinand, 1921. Bonn, Mozartstr. 56.

*Seitz, Otto, Dr., Assistent an der Geol. Landesanstalt, 1919. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Selle, V., Dr., Bergassessor a. D., 1909. Potsdam, Sophienstraße 3.

Semmel, Joh., Bergassessor, 1910. Teplitz (Böhmen), Pension Ölbaum.

Semper, Max, Dr., Professor, Dozent a. d. Techn. Hochschule, 1898. Aachen, Technische Hochschule.

Sethe, Emil, Bergwerksdirektor, 1920. Bernterode, Untereichsfeld.

Sieber, Hans, Dr., Studienrat, 1908. Bischofswerda (Sa.), Bautzener Str. 70.

Siegen, Siegener Bergschulverein, E. V., 1910. Siegen (Westf.).

Silberg, Gewerkschaft Grube Glanzenberg, 1914. Silberg, Post Welschenennest.

Silverberg, Paul, Dr. jur., Generaldirektor, 1920. Köln, Worringer Str. 18.

Simon, A., Bergwerksdirektor, 1914. Beendorf bei Helmstedt.

Simon, Arthur, Dipl.-Ingenieur, Bergingenieur, 1919. Goslar, Oberer Triftweg 27.

Simons, Herbert, Dipl.-Ingenieur, 1910. Düsseldorf, Königstr. 6.

Söhle, Ulrich, Dr., Privatdozent, Dipl.-Bergingenieur, 1891. Braunschweig, Humboldtstr. 24 II.

*Solger, Friedr., Dr., Professor, 1900. Berlin N, Reinickendorfer Str. 4.

Sommer, Martin, Dr., 1920. Leipzig, Arndtstr. 38 III.

Sommermeier, Leopold, Dr., 1908. Berlin W 8, Mauerstr. 35—37.

Sondershausen, Gewerkschaft Glückauf, 1920. Sondershausen.

Sonntag, Paul, Dr., Prof., 1920. Danzig-Neufahrwasser, Fischermeisterweg 1 a.

Sorg, Bergassessor, 1905. Frankfurt a. M., Gutleutstraße 100 II.

Soergel, Wolfgang, Dr., Professor, Privatdozent, 1909. Tübingen, Geolog. Institut.

Sowinsky, Alfons, Markscheider, 1920. Hindenburg (O.-S.), Promenadenweg 2.

Spandel, Otto, 1910. Nürnberg, Verlag des General-Anzeigers für Nürnberg-Fürth.

Spang, Carl, Grubenmarkscheider, 1920. Ensdorf (Saar), Gasthaus Haas.

Spindler, Bergwerksdirektor, 1920. Essen, Gewerkschaft Viktoria Mathias, Huyssenallee.

Spitz, Wilhelm, Dr., 1907. Freiburg i. B., Bad. Geol. Landesanstalt, Bismarckstr. 7-9.

Springorum, Friedrich, Bergwerksdirektor a. D., 1920. Berlin-Grunewald, Königsallee 66.

Spulski, Boris, Dr., 1909. Kiew (Rußland), Universität, Geologisches Kabinett.

Stach, Erich, cand. geol., 1920. Berlin-Pankow, Wollankstraße 117.

v. Staff, Margarete, 1920. Arnsberg (Westf.).

Stahl, Alfred, Dr., Bergassessor, 1920. Berlin SW 61, Großbeerenstr. 84.

Stahl, A. F., Bergingenieur, 1899. Nüsikirkko Pitkäjärvi (Finnland).

Stähler, Heinrich, Generaldirektor, 1920. Hindenburg (O.-S.), Donnersmarckhütte.

Stamm, August, Dr. Prof., 1920. Hersfeld, Neumarkt 35.

Stappenbeck, Richard, Dr., Staatsgeologe, 1904. Salzwedel, Burgcafé.

Steeger, A., Mittelschullehrer, 1914. Kempen (Rheinl.), Vorsterstr. 10.

Stein, Karl, konz. Markscheider, 1920. Gelsenkirchen II, Grillostr. 69.

Steinbrink, Otto, Berghauptmann, Wirkl. Geh. Oberbergrat, 1920. Clausthal (Harz), Markt 22.

Steinmann, Gustav, Dr., Professor, Geh. Bergrat, 1876. Bonn a. Rh., Colmantstr. 20.

Steinmetz, Alexander, Gewerke, 1921. Baden-Baden, Lange Str. 114.

Steuer, Alex., Dr., Professor, Bergrat, Hess. Landesgeologe, 1892. Darmstadt, Herdweg 110.

Stieler, Karl, Dr., Assistent am Geol. Institut, 1919. Berlin N 4, Invalidenstr. 43.

*Stille, Hans, Dr., Professor, 1898. Göttingen, Geol. Institut der Universität, Herzberger Chaussee 55.

Stockfisch, Dr., Chemiker a. d. Geol. Landesanstalt, 1920. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Stoller, J., Dr., Bergrat, 1903. Berlin N 4, Invalidenstraße 44.

Stolley, Ernst, Dr., Professor, 1890. Braunschweig, Technische Hochschule.

Stratmann, Heinrich, Markscheider, 1920. Hamborn (Rhld.), Altmarkt 20.

Strauss, Julius, konz. Markscheider, 1920. Limburg (Lahn), Diezerstr. 58.

*Stremme, Hermann, Dr., Professor, 1904. Danzig-Langfuhr, Technische Hochschule, Mineralog.-Geolog. Institut.

Stromer von Reichenbach, Ernst, Dr., Professor, 1899. München, Alte Akademie, Neuhauser Str. 51.

Struck, Rud., Dr. med., Professor, 1904. Lübeck, Ratzeburger Allee 14.

Stürmann, Friedrich, Markscheider u. Bergwerksdirektor, 1920. Dortmund, Poststr. 6.

Stürtz, B., Mineralog. und paläontolog. Kontor, 1876. Bonn, Riesstr. 2.

Stuttgart, Geologische Abteilung des Statistischen Landesamts, 1903. Stuttgart.

Stutzer, O., Dr., Professor, 1904. Freiberg i. Sa.

Sundhaussen, Hermann, Oberingenieur, 1920. Essen, Bredeneyer Str. 23.

Sueß, F. E., Dr., Professor, 1905. Wien I, Landesgerichtsstraße 12.

Taeger, Heinr., Dr., Privatdozent, 1910. Wien XIX, Billrothstr. 39 (Villa B.).

Tarnowitz, Oberschlesische Bergschule, 1905.

Tegeler, Heinrich, Bergwerksdirektor, Oberbergrat, 1920. Recklinghausen, Elper Weg 19.

Tengelmann, Ernst, Generaldirektor, 1920. Essen, Haumannplatz 7.

Thees, Waldemar, konz. Markscheider, 1920. Bottrop, Velsenstr. 21.

Théremin, Bernhard, Direktor, 1920. Trebnitz (Schles.), Kaiser-Friedrich-Platz.

Thiem, Günther, Dr.-Ing., Zivilingenieur, 1911. Leipzig, Hillerstr. 9.

*Thost, Rob., Dr., Verlagsbuchhändler, 1891. Groß-Lichterfelde-Ost, Wilhelmstr. 27.

Thürach, H., Dr., Bad. Bergrat und Landesgeologe, 1885. Freiburg i. B.-Günterstal, Schauinslandstr. 8.

Tietze, Emil, Dr., Oberbergrat, Hofrat, Direktor der Geol. Reichsanstalt i. R., 1868. Wien III 2, Rasumoffskygasse 23.

Tilmann, Norbert, Dr., Professor, 1907. Bonn, Nußallee 2.

Tobler, August, Dr., Abteilungsvorsteher am Naturhistor. Museum, 1907. Basel, Augustinergasse 5.

Torley, Karl, Dr. med., Sanitätsrat, 1920. Iserlohn.

Tornow, Maximilian, Dr., Bergassessor, 1913. Berlin-Wilmersdorf, Nestorstr. 54.

Tornquist, Alexander, Dr., Professor, 1891. Graz (Steiermark), Techn. Hochschule.

Trainer, Max, Bergrevierbeamter, Bergrat, 1920. Wattenscheid, Wilhelmstr. 5.

Trauth, Friedrich, Dr., 1907. Wien, Burgring 7.

Trösken, Wilhelm, konz. Markscheider, 1920. Disteln, Post Herten (Westf.), Hertener Str. 350.

v. Tucholka, Dr.-Ing., Dipl.-Bergingenieur, 1920. Hohenzollerngrube b. Beuthen (O.-S.).

Tyroff, Fritz, Steinbruchbesitzer, 1920. Kettwig v. d. Brücke.

Uhlemann, Alfred, Oberlehrer, Mitarbeiter der Sächs. Geol. Landesanstalt, 1910. Plauen i. Vogtl., Blücherstraße 12.

Ulrich, A., Dr., 1886. Leipzig, Thomaskirchhof 20.

Unter-Eschbach, Akt.-Ges. des Altenberges (Vieille Montagne, Abt. Bensberg), 1914. Unter-Eschbach (Bez. Köln).

Vacek, Michael, Dr., Chefgeologe der Geol. Reichsanstalt, 1882. Wien III, Rasumoffskygasse 23.

Vater, Heinrich, Dr., Professor, Geh. Forstrat, 1886. Tharandt, Forst-Akademie.

v. Velsen, Oberbergrat a. D., Generaldirektor der Bergwerksgesellschaft Hibernia, 1920. Herne.

Vierschilling, Karl, Markscheider, 1920. Essen (Ruhr), Mülheimer Str. 55.

Vischniakoff, N., 1876. Heidelberg, Villa Horneck, Blumenstr. 4.

Vogel, Berghauptmann a. D., 1906. Bonn, Drachenfelsstr. 3.

*Vogt, J. H. L., Dr., Professor, 1891. Trondjem, Norwegen, Technische Hochschule.

Voit, Friedrich W., Dr., Bergdirektor, 1901. Dresden-A., Stephanienstr. 16.

Vollhardt, Alwin, Bergdirektor u. Bergrat, 1920. Lehesten (Thür.), Staatsschieferbrüche.

Vorbrodt, Wilhelm, konz. Markscheider, 1920. Wanne-Röhlinghausen, Roonstr. 2.

Vossieck, konz. Markscheider, 1920. Katernberg, Landkreis Essen (Ruhr).

Wachholder, Max, konz. Markscheider, 1920. Rheinbreitbach bei Unkel (Rhein).

Wagner, Hans, Assistent am Deutschen Entomologischen Museum, 1919. Berlin-Lichterfelde, Unter den Eichen 54.

Wagner, Karl, Oberbergamtsmarkscheider, 1920. Bonn, Beringstr. 30.

Wagner, Richard, Oberlehrer an der Ackerbauschule, 1886. Zwätzen bei Jena.

*Wagner, Willy, Dr., 1911. Münster a. St., Villa Rotenfels.

Freiherr Waitz von Eschen, Friedrich, Dr., 1902. Kassel, Opernplatz.

Waldenburg i. Schl., *Niederschlesische Steinkohlen-Bergbau-Hilfskasse*, 1864. Waldenburg (Schles.), z. H. der Direktion der Niederschlesischen Bergschule.

Walkhoff, Friedrich, Bergwerksdirektor u. Bergassessor a. D., 1920. Cappenberg b. Lünen a. d. Lippe.

Walter, Wilhelm, Oberbergamtsmarkscheider, 1920. Bonn, Bismarckstr. 8.

Walther, Joh., Dr., Geh. Reg.-Rat, Professor. 1883. Halle a. S., Domstr. 5.

Walther, Karl, Dr., 1902. Montevideo (Uruguay), Camino Millan 376.

Wandhoff, Erich, Dr., o. Prof. a. d. Bergakademie, 1920. Freiberg i. Sa., Branderstr. 25.

Wanner, J., Dr., Professor, 1907. Bonn, Geologisches Institut, Nußallee 2.

Warmbrunn, *Reichsgräflich Schaffgotsch'sche Majoratsbibliothek*, 1910. Warmbrunn (Schles.).

Wasmuth, Josef, konz. Markscheider, 1920. Doveren (Bez. Aachen), Gewerksch. Sophie Jacoba.

Wattenscheid, *Rheinische Stahlwerke*, 1914. Wattenscheid.

Weber, Emil, Dr., 1881. Schwepnitz i. Sa.

*Weber, Friedrich, Dr., Geologe, 1920. Zürich, Haldenbachstr. 31.

Weber, Gustav, Fürstl. Plessischer Markscheider, 1920. Kattowitz (O.-S.), Wilhelmsplatz 2.

Weber, Heinrich, Bergrat, 1920. Lünen a. d. Lippe, Münster Str. 39.

*Weber, Karl August, Dr., Bergassessor, 1920. Halle (Saale), Seydlitzstr. 1b II.

Weber, Maximilian, Dr. phil. et med., Professor, 1899, München, Gabelsberger Str. 36 III.

Wedding, Fr. Wilh., Bergassessor, 1907. Steele (Ruhr), Lindemannstr. 32.

*Wedekind, Rudolf, Dr., Professor, 1907. Marburg.
Weg, Max, Buchhandlung und Antiquariat, 1914. Leipzig, Königstr. 3.
Wegner, Th., Dr., Professor, 1904. Münster i. W., Pferdegasse 3.
Wehberg, Wilhelm, Markscheider, 1920. Marken (Kreis Dortmund), Voersten-Hof.
Weickardt, Richard, Obersteiger u. Bureauvorsteher der Geol. Abt. der A. Riebeckschen Montanwerke A.-G., 1920. Halle (Saale), Wegscheider Str. 7.
*Weigand, Br., Dr., Professor, 1879. Freiburg i. B., Maximilianstr. 30.
*Weigelt, Johannes, Dr., Privatdozent für Geologie und Paläontologie, 1919. Halle (Saale), Bernburger Str. 28.
Weinert, Edgar, Studienrat, Professor, 1920. Dortmund, Märkische Str. 60.
Weingardt, Wilhelm, konz. Markscheider, 1920. Neunkirchen (Saar), Hospitalstr. 2.
Weingärtner, P. Reginald, M., O. P., 1912. Vechta (Oldenburg), Missionsschule der Dominikaner.
Weinlig, August, Hüttendirektor a. D., Kommerzienrat, 1920. Siegen (Westf.), Koblenzer Str. 14.
Weise, E., Professor, 1874. Plauen i. Vogtl.
Weiser, Friedr. Moritz, Studienrat, 1910. Leipzig-Eutritzsch, Delitzscher Str. 71.
Weiske, F., Dipl.-Ingenieur, 1920. Bogotá, Colombia, Sociedad Colombiana de Fomento.
Weissermel, Waldemar, Dr., Professor, Privatdozent, Landesgeologe, 1891. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
Weiß, Arthur, Dr., Physiker am Technikum, 1895. Hildburghausen, Schloßgasse 9 part.
Wenderoth, Gustav, Bergassessor, 1920. Siegen, Obere Häuslingstr. 3.
Wentzel, Jos., Dr., Realschul-Professor, 1889. Warnsdorf (Böhmen), 1. Bezirk, Zollstraße 10.
Wenz, Wilhelm, Dr., Studienrat, 1920. Frankfurt a. M., Gwinnerstr. 19.
Wepfer, Emil, Dr. phil., Professor, 1908. Freiburg i. B., Jakobistr. 56.
*Werner, Heinrich, Bergrevierbeamter, Bergrat, 1920. Celle, Bahnhofstr. 30 II.
Werth, Emil, Dr., Professor, Regierungsrat u. Laboratoriumsvorsteher in der Biologischen Reichsanstalt, 1908. Berlin-Wilmersdorf, Binger Str. 17.

van Werveke, Leopold, Dr., Geh. Bergrat, Landesgeologe, 1879. Gengenbach (Baden), Hauptstr. 17.

Wessling, Wilhelm, konz. Markscheider, 1920. Bork, (Kreis Lüdinghausen), Selmerstr.

Westeregeln, Consolidierte Alkaliwerke, Akt.-Ges. für Bergbau und chemische Industrie, 1914. Westeregeln (Bez. Magdebuurg).

Westermann, Heinrich, Dr.-Ing., Dr. phil., Bergassessor a. D., Generaldirektor, 1920. Kohlscheidt bei Aachen.

*Wetzel, Walter, Dr., Privatdozent, 1910. Kiel, Mineralog. Institut, Schwanenweg, Düppelstr. 71.

Wetzlar, Buderussche Eisenwerke, 1914. Wetzlar.

Wichmann, Arthur, Dr., Professor, 1874. Utrecht (Niederlande), Universität.

Wichmann, R., Dr., Geologe, 1909. Buenos Aires (Argentinien), 2526 Calle Cabella.

Wickum, Hubert, Markscheider, 1920. Hamborn (Rhld.), Sophienstr. 49.

Widenmeyer, Oscar, Dipl.-Ingenieur, Direktor, 1906. Berlin W 62, Kurfürstenstr. 112.

Wiechelt, Werner, Dipl.-Bergingenieur, 1920. Wildeshausen (Oldenburg), Ahlhorner Chaussee.

Wiegand, Erich, konz. Markscheider, 1920. Goslar (Harz), Petersilienstr. 30 I.

Wiegers, Fritz, Dr., Bergrat, 1896. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Wiemhoff, Carl, Markscheider, 1920. Horstermark (Westf.), Sandstr. 13.

Wien, Universitäts-Bibliothek, 1881. Wien.

Wien, Mineralogisch-Petrographisches Institut der Universität, 1913. Wien.

Wienke, Heinrich, Bergassessor, 1920. Hervest-Dorsten (Westf.), Halterner Str. 20.

Wiesner, Adolf, Markscheider, 1920. Waldenburg (Schles.), Hermannstr. 5.

Wilckens, Otto, Dr., Professor, 1901. Bonn, Nußallee 2.

*Wilckens, Rudolf, Dr., Studienrat, 1909. Hannover, Sallstr. 31.

Wilke, Waldemar, Bergassessor, 1920. Derne (Kreis Dortmund), Gneisenaustr. 6.

Willert, Johannes, Bergrat, 1920. Saarbrücken, Bergschule.

Willing, Hermann, Bergassessor, 1920. Eisern (Kreis Siegen).

Willmann, Karl, Dr., 1911. Neubiberg b. München-Ost, Brunhildenstr. 74.

Willruth, Karl, Dr., Geol. Assistent des Halleschen Verbandes für die Erforschung der mitteldeutschen Bodenschätze, 1919. Halle (Saale), Paradeplatz 5.

*Wilser, Julius, Dr., Assistent am Geol. Institut der Universität, 1914. Freiburg i. B.

Windhausen, Anselm, Dr., Staatsgeologe, 1903. Buenos Aires (Argentinien), 1691 Casilla Correo.

Winnacker, Erich, Bergwerksdirektor, 1920. Gleiwitz (O.-S.), Friedrichstr. 9.

Winter, Otto, Betriebsassistent, Dipl.-Bergingenieur, 1920. Unterröblingen am See, Oberröblinger Str. 18.

Wischnowski, Erhard, konz. Markscheider, vereid. Landmesser, 1920. Beuthen (O.-S.), Hohenzollerngrube.

Wittich, E., Dr., 1898. Mexiko, D. F. 6a del Cipres, 176.

Wittmann, H., Lehrer, 1912. Dortmund-Körne, Liboristraße 33.

Woldřich, Dr., Professor, 1910. Prag VI, Albertov 6. Mineralog.-Geolog. Institut der Böhm. Techn. Hochschule.

Wolf, Th., Dr., Professor, 1870. Dresden-Plauen, Hohe Straße 62.

von Wolff, Ferdinand, Dr., Professor, 1895. Halle a. S., Reichhardtstr. 3.

*Wolff, Wilhelm, Dr., Professor, Landesgeologe, 1893. Frohnau bei Berlin, Markgrafenstr.

Woermann, Stadtschulrat, 1914. Dortmund, Heiliger Weg 11.

Woeste, Adolf, Bergassessor, 1920. Philippstal (Werra).

Wunderlich, Erich, Dr., Professor, 1917. Stuttgart, Hauptstätterstr. 125.

Wünschmann, Dr., Oberlehrer, 1914. Halberstadt, Moltkestr. 57 II.

Wunstorf, W., Dr., Professor, Landesgeologe, 1898. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Würfel, Alwin Gotthard, Dr. phil., Schriftleiter, 1920. Meißen (Sachsen), Marktgasse 12.

Wurm, Adolf, Dr., Privatdozent, Assessor am Oberbergamt, 1910. München, Fürstenstr. 15 II.

Wurm, C., konz. Markscheider, 1920. Heessen bei Hamm (Westf.).

Würzburg, Geographisches Institut der Universität, 1917.

Würzburg, Mineralogisch - Geologisches Institut der Universität, 1909.

*W ü s t, Ewald, Dr., Professor, 1901. Kiel, Mineralog.-Geol. Institut.

*W y s o g ó r s k i, Joh., Dr., Professor, 1898. Volksdorf bei Hamburg, Diekkamp 35.

Y o u n g, Alfred P., Dr., 1895. London, per Adr. Messrs. G r i n d l a y & C o., 54 Parliament Street.

Z e c h l i n, Konrad, Apotheker, 1906. Salzwedel.

Z e i s e, Oskar, Dr., Landesgeologe a. D., 1886. Altona (Elbe), Palmaille 43.

Z e l l, Max, Generaldirektor der Halleschen Pfännerschaft A.-G., 1920. Halle (Saale), Mansfelder Str. 52.

Z e l t e r, Wilhelm, Stadtbauingenieur, 1920. Unterbarmen, Hesselbergstr. 46.

Z i e r v o g e l, Herm., Dr., Dipl.-Bergingenieur, Bergrat, 1908. Karlsruhe, Zähringer Str. 65.

Z i e r v o g e l, Wilhelm, Oberbergrat, 1920. Wernigerode (Harz), Böllhasental 6.

Z i m m e r, Robert, Bergwerksunternehmer, 1901. Kassel-Wilhelmshöhe, Rasenallee 41.

Z i m m e r, Wilhelm, Kaufmann u. Bankier, 1920. Löwenberg (Schles.), Markt 211/212.

Z i m m e r m a n n (I), Ernst, Dr., Professor, Geh. Bergrat, Landesgeologe, 1882. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Z i m m e r m a n n (II), Ernst, Dr., Geologe, 1909. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Z i m m e r m a n n, Ernst, Lehrer, 1920. Schwelm, Gasstraße 7.

Z o b e l, Rektor, 1910. Groß-Lichterfelde-W., Sophienstr. 7.

Z ö l l e r, Bergrat, 1915. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Z ö l l n e r, August, Dr., Hüttendirektor, 1920. Kattowitz (O.-S.), Friedensstr. 2.

Z u b e r, Rudolf, Dr., Professor, 1897. Lemberg (Galizien), Universität, Geologisches Institut.

Z w i e r z y c k i, J., Dr., Dipl.-Bergingenieur, Kgl. Niederländischer Regierungsgeologe, 1914. Batavia (Java), Hooftbureau van mijnwezen, Laan Trivelli 51.

Rechnungs-Abschluss

der Deutschen Geologischen Gesellschaft (E. V.) zu Berlin für das Jahr 1919.

Einnahmen:

1. Bestand am 31. Dezember 1918	3 506,20	M.
2. Mitgliederbeiträge	17 736,94	„
3. Druckschriftenverkauf	2 558,50	„
4. Zinsen	492,45	„
5. Sonstiges	104,45	„
Summe	24 398,54	M.

Ausgaben:

1. Druckkosten	17 893,54	M.
2. Bibliothek	442,70	„
3. Verwaltung		
a) Vergütung	2 600,—	„
b) Versendung der Zeitschrift	1 122,80	„
4. Sonstiges	512,85	„
5. Per Saldo	1 826,65	„
Summe	24 398,54	M.

Vermögensbestand:

Effektenbestand (Kurs vom 31. XII. 1919)	7 229,—	M.
Hierzu Barbestand	1 826,65	„
Vermögensbestand am 31. XII. 1919	9 055,65	M.

E. Picard, Schatzmeister.

Satzung
der Deutschen Geologischen Gesellschaft
(Eingetragener Verein)

Name, Sitz und Geschäftsjahr der Gesellschaft.

§ 1.

Die Gesellschaft führt den Namen: **Deutsche Geologische Gesellschaft**. Ihr Sitz ist Berlin. Das Geschäftsjahr ist das Kalenderjahr.

Zweck und Mittel.

§ 2.

Zweck der Gesellschaft ist: Förderung der Geologie mit ihren Hilfswissenschaften in Forschung und Unterricht und in ihrer Nutzanwendung auf Bergbau, Technik und Landwirtschaft.

§ 3.

Mittel zur Erreichung dieses Zweckes sind Versammlungen, geologische Ausflüge, Veröffentlichungen, eine Bücherei und andere geeignete Veranstaltungen und Einrichtungen.

Die Gesellschaft kann jedes die Geologie fördernde wissenschaftliche Unternehmen betreiben oder unterstützen, wenn Vorstand und Beirat ihre Zustimmung dazu gegeben haben.

Mitglieder.

§ 4.

Die Gesellschaft ernennt ordentliche und Ehrenmitglieder.

Für die Aufnahme als ordentliches Mitglied ist der schriftliche Vorschlag durch drei Mitglieder notwendig; sie wird in der Hauptversammlung oder einer der Berliner Versammlungen unter Zustimmung von mindestens $^2/_3$ der anwesenden Mitglieder durch zu protokollierende Erklärung des Vorsitzenden vollzogen.

Das neue Mitglied erhält nach Zahlung des ersten Jahresbeitrages eine Urkunde.

Zu Ehrenmitgliedern können besonders verdiente Mitglieder der Gesellschaft oder auch solche Nichtmitglieder,

welche sich durch anerkannte Förderung der Geologie ausgezeichnet haben, auf gemeinsamen Vorschlag des Vorstandes und Beirats von der Hauptversammlung ernannt werden.

Rechte und Pflichten der Mitglieder.

§ 5.

Die Mitglieder haben das Recht an allen Veranstaltungen der Gesellschaft teilzunehmen und ihre Einrichtungen zu benutzen.

Das aktive Wahlrecht hat jedes Mitglied. Das passive Wahlrecht steht nur persönlichen Mitgliedern zu.

§ 6.

Jedes ordentliche Mitglied in Deutschland oder Deutschösterreich zahlt einen Jahresbeitrag von mindestens 50 Mark, das Mitglied im Auslande mindestens 75 Mark.

Jedes Mitglied erhält für seinen Jahresbeitrag ein Exemplar der seit seiner Ernennung von der Gesellschaft veröffentlichten periodischen Druckschriften.

Wer vor oder auf der Hauptversammlung zum Mitglied der Gesellschaft ernannt ist, entrichtet den vollen Beitrag für das laufende Jahr und erhält dafür den ganzen Band der Zeitschrift des Jahres. Die nach der Hauptversammlung aufgenommenen Mitglieder können selbst entscheiden, ob sie durch Zahlung des Beitrages für das laufende oder erst für das nächstfolgende Jahr das Bezugsrecht auf die Veröffentlichungen und das Stimmrecht sofort oder erst für das folgende Jahr erwerben wollen.

Ehrenmitglieder zahlen keine Beiträge.

§ 7.

Der Jahresbeitrag ist von den Mitgliedern in den ersten drei Monaten jeden Jahres zu entrichten. Nach dem 1. April werden die rückständigen Beiträge durch Postnachnahme eingezogen.

Erlöschen der Mitgliedschaft.

§ 8.

Wer ein Jahr lang mit seinem Beitrage rückständig bleibt, kann als ausgeschieden betrachtet werden, ohne daß damit seine Pflicht erlischt, den rückständigen Beitrag zu zahlen.

§ 9.

Die Mitgliedschaft erlischt mit dem Tode oder durch freiwilligen Austritt oder durch Ausschluß. Der Austritt erfolgt auf schriftliche Anzeige an den Vorstand mit Schluß des laufenden Kalenderjahres. Der Ausschluß kann nur auf Antrag des Vorstandes und Beirats von der Hauptversammlung in geheimer Sitzung durch $^2/_3$ Stimmenmehrheit beschlossen werden.

Leitung der Gesellschaft.

a) Vorstand.

§ 10.

Die Leitung der Gesellschaft erfolgt durch einen Vorstand, der die Gesellschaft vertritt und die laufenden Geschäfte besorgt. Er setzt sich zusammen aus:

einem Vorsitzenden,
zwei stellvertretenden Vorsitzenden,
vier Schriftführern,
einem Schatzmeister,
einem Archivar.

Die gerichtliche Vertretung der Gesellschaft erfolgt durch den Vorsitzenden oder einen seiner Stellvertreter sowie einen Schriftführer.

§ 11.

Bis auf einen der stellvertretenden Vorsitzenden und einen Schriftführer müssen die Vorstandsmitglieder in Groß-Berlin oder seinen Vororten wohnen.

§ 12.

Der Vorstand ist der durch die Hauptversammlung vertretenen Gesellschaft gegenüber verantwortlich. Er hat ihr einen Bericht des verflossenen Jahres zu erstatten, sowie einen Voranschlag der Einnahmen und Ausgaben für das folgende Jahr zur Prüfung und Genehmigung vorzulegen.

§ 13.

Urkunden der Gesellschaft sind von einem der Vorsitzenden und einem Schriftführer zu unterzeichnen. Urkunden, durch welche von der Gesellschaft vermögensrechtliche Verpflichtungen übernommen werden, bedürfen zugleich der Unterschrift des Schatzmeisters.

§ 14.

Die Amtsdauer des Vorsitzenden und der stellvertretenden Vorsitzenden ist auf drei Jahre beschränkt. Jeder derselben kann erst drei Jahre nach seinem Ausscheiden wieder in dasselbe Amt gewählt werden. Die Amtsdauer des mit der Schriftleitung der Zeitschrift beauftragten Schriftführers, des Schatzmeisters und des Archivars unterliegt keiner Beschränkung; dagegen muß von den übrigen Schriftführern alle Jahre mindestens einer ausscheiden, der erst nach drei Jahren für dasselbe Amt wieder wählbar ist.

b) Beirat.

§ 15.

Dem Vorstand steht ein Beirat zur Seite, er besteht aus:

1. dem Vorsitzenden der Gesellschaft oder einem seiner Stellvertreter,
2. aus neun nicht dem Vorstand angehörenden Mitgliedern, von denen acht außerhalb Groß-Berlins wohnen müssen.

Von den gewählten Beiratsmitgliedern scheiden jährlich drei aus und bleiben drei Jahre lang unwählbar.

§ 16.

Der Beirat hat auf Antrag des Vorsitzenden der Gesellschaft oder von drei seiner Mitglieder in Tätigkeit zu treten. Seine Verhandlungen erfolgen mündlich oder schriftlich unter Leitung des Vorstandsvorsitzenden oder eines seiner Stellvertreter. Er faßt seine Beschlüsse nach Stimmenmehrheit, bei Stimmengleichheit entscheidet der Vorsitzende.

Bei jeder Hauptversammlung findet eine gemeinsame Beratung des Beirats und Vorstandes statt. Bei dieser haben auch die früheren Vorsitzenden der Gesellschaft und die Ehrenmitglieder Sitz, aber keine Stimme.

Der Beirat ist jederzeit berechtigt vom Vorstand über die Führung der laufenden Geschäfte Bericht zu fordern. Bei Meinungsverschiedenheiten zwischen dem Vorstand und Mitgliedern der Gesellschaft bildet er eine Berufungsinstanz, gegen deren Entscheidung nur noch diejenige der Hauptversammlung angerufen werden kann.

§ 17.

Vorstand und Beirat geben sich im Sinne der Satzung eine Geschäftsordnung, die jedem Mitglied gedruckt zugeht.

Wahl und Ergänzung des Vorstandes und Beirats.

§ 18.

a) Die Vorstands- und Beiratswahl für das nächste Jahr, zu der der Beirat eine Vorschlagsliste bekannt geben kann, geschieht in der Dezembersitzung in Berlin durch Wahlzettel in geheimer Wahl, nach einfacher Mehrheit der abgegebenen Stimmen. Bei Stimmengleichheit entscheidet das vom Vorsitzenden zu ziehende Los.

b) Der Vorstand hat in der ersten Hälfte des November an jedes stimmberechtigte Mitglied eine gedruckte Einladung zur Dezembersitzung in Berlin zu schicken.

Diese Einladung muß enthalten:

1. Die Aufforderung zur Wahl des Vorstandes und Beirats,
2. die auf die Wahl bezüglichen Satzungsbestimmungen,
3. die Namen der bisherigen Vorstands- und Beiratsmitglieder, unter Bezeichnung derjenigen, die satzungsgemäß ausscheiden und der noch nicht Wiederwählbaren,
4. die Namen der vom Beirat etwa vorgeschlagenen zu Wählenden,
5. einen Wahlzettel und einen für die Rücksendung mit Anschrift versehenen Briefumschlag.

Gültig sind nur diejenigen Wahlzettel, deren Umschlag den Namen des Wählers trägt. Die Wahlzettel sind vor der Dezembersitzung an den Vorstand einzusenden oder in der Dezembersitzung abzugeben. In dieser Sitzung werden die Umschläge vom Vorstande geöffnet. Über das Ergebnis der Wahl ist ein Protokoll aufzunehmen. Die Wahlzettel sind nach der Wahlhandlung sofort zu vernichten.

Der neugewählte Vorstand und Beirat tritt mit dem 1. Januar in sein Amt.

Im Laufe des Jahres eintretende Lücken im Vorstand oder Beirat können von dem Vorstand bzw. Beirat selbst für den Rest des Jahres ergänzt werden.

Versammlungen und sonstige Veranstaltungen.

§ 19.

Die Veranstaltungen der Gesellschaft sind:

a) Die Hauptversammlung,
b) die Monatsversammlungen in Berlin,
c) Vorträge und geologische Exkursionen außerhalb des Sitzes der Gesellschaft.

§ 20.

Die Hauptversammlung wird in der Regel alljährlich, wenn tunlich im August oder September, abgehalten; sie bestimmt Ort und Zeit der Hauptversammlung für das nächste Jahr. Eine Hauptversammlung ist außerdem durch den Vorstand und Beirat der Gesellschaft einzuberufen, sobald es diesen im Interesse der Gesellschaft erforderlich erscheint, oder vom Vorstand schriftlich, wenn es 50 Mitglieder verlangen.

Die Hauptversammlung faßt ihre Beschlüsse, soweit nicht Gesetz oder Satzung es anders bestimmen, mit einfacher Stimmenmehrheit.

Über die Verhandlungen der Hauptversammlung, sowie der Beirats- und Vorstandssitzung wird von dem dazu bestimmten Schriftführer ein Protokoll geführt, in welches die Beschlüsse wörtlich aufzunehmen sind. Die Protokolle sind vorzulesen und bedürfen der Genehmigung der Versammlung bzw. des Beirats und Vorstandes.

§ 21.

Zur Hauptversammlung wird jedes Mitglied durch Versendung eines gedruckten Programms eingeladen. Ein vorläufiges Programm der Hauptversammlung wird vom Vorstand spätestens bis Ende Mai, das endgültige Programm bis Ende Juli an die Mitglieder versandt. Auf dem zweiten Programm sind alle wichtigen Anträge anzugeben, die der Hauptversammlung zur Beschlußfassung vorgelegt werden sollen.

§ 22.

Die Hauptversammlung wählt aus ihrer Mitte für jeden Sitzungstag einen Vorsitzenden, der die wissenschaftlichen Verhandlungen leitet, und für die ganze Tagung drei Schriftführer.

§ 23.

Ferner wählt die Hauptversammlung einen Geschäftsführer für die folgende Hauptversammlung, der im Einverständnis mit dem Vorstand die erforderlichen Vorbereitungen zu treffen hat.

§ 24.

Die Monatsversammlungen finden am ersten Mittwoch jeden Monats, von November bis Juli, in Berlin statt und dienen zu wissenschaftlichen Vorträgen und Erörterungen, sowie zu geschäftlichen Mitteilungen des Vorstandes.

Die Dezembersitzung ist außerdem zur Vornahme der Vorstands- und Beiratswahlen berufen.

§ 25.

Die Gesellschaft gibt eine Zeitschrift heraus, die sich aus Abhandlungen (Vierteljahrsheften) und Monatsberichten zusammensetzt.

Die Zeitschrift enthält:

1. Wissenschaftliche Originalaufsätze aus dem Gesamtgebiet der Geologie und ihrer Hilfswissenschaften, deren Verfasser Mitglieder der Gesellschaft sein müssen. Ausnahmen hiervon kann der Vorstand beschließen.
2. Briefliche Mitteilungen von Mitgliedern.
3. Die Protokolle der Hauptversammlung und der Monatsversammlungen und über Veranstaltungen der Gesellschaft außerhalb des Rahmens dieser Versammlungen (Vorträge, Exkursionsberichte usw., siehe § 19c).
4. Verzeichnisse der Mitglieder und der Eingänge der Bücherei der Gesellschaft.
5. Geschäftliche Mitteilungen.

§ 26.

Die Aufnahme von Aufsätzen kann von dem Schriftleiter der Zeitschrift nach vorausgegangener Berichterstattung an den Vorstand und nach dessen Beschluß abgelehnt werden. Dem Verfasser steht hiergegen die Anrufung eines Beiratsbeschlusses zu.

Bücherei.

§ 27.

Die Gesellschaft vermehrt ihre Bücher- und Kartensammlung im allgemeinen durch Tausch und Geschenke, ausnahmsweise durch Kauf, wozu jedoch jedesmal ein besonderer Vorstandsbeschluß notwendig ist.

Satzungsveränderung.

§ 28.

Änderungen dieser Satzung müssen, von mindestens zehn Mitgliedern unterstützt, beim Vorstand schriftlich beantragt, von diesem dem Beirat zur Abgabe eines Gutachtens unterbreitet, mit diesem Gutachten mindestens einen Monat vor einer Hauptversammlung allen Mitgliedern mitgeteilt werden. Die Hauptversammlung beschließt darüber durch $^2/_3$ Stimmenmehrheit der anwesenden Mitglieder.

Auflösung der Gesellschaft.

§ 29.

Bei Auflösung der Gesellschaft entscheidet die Hauptversammlung über die Verwendung des Gesellschaftseigentums.

Vorstehende Satzung wurde durch Beschluß der Hauptversammlung in Hannover am 15. August 1920 angenommen.

Berlin, den 1. November 1920.

Der Vorstand der Deutschen Geologischen Gesellschaft

I. A.: J. F. Pompeckj. R. Bärtling.

Bescheinigung

Es wird hiermit bescheinigt, daß die vorstehend genannte Satzung heute in das Vereinsregister des unterzeichneten Gerichts unter lfd. Nr. 352 eingetragen worden ist.

Berlin, den 4. Februar 1921

Amtsgericht Berlin-Mitte, Abteilung 167

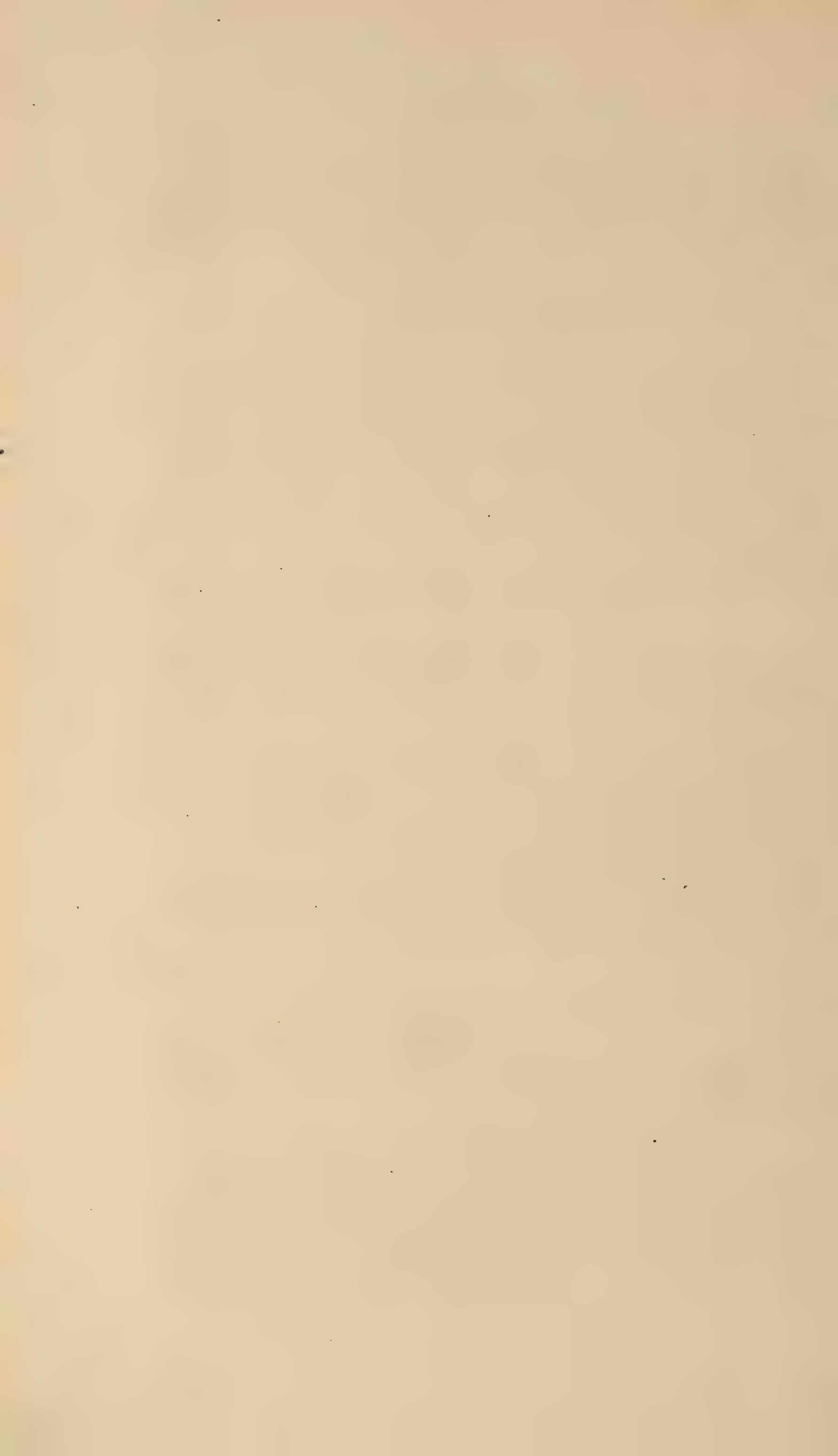
gez. Dr. Marcard

ausgefertigt

Berlin C 2, den 11. März 1921
Neue Friedrichstr. 12—15

gez. Lehmann

(L. S.) Gerichtsschreiber des Amtsgerichts Berlin-Mitte. Abteilung 167



Zeitschrift
der
Deutschen Geologischen Gesellschaft.

B. Monatsberichte.

Nr. 1–3. 1920.

Bericht der Sitzung vom 7. Januar 1920.

Vorsitzender: Herr POMPECKJ.

Der Vorsitzende macht Mitteilung von dem Ableben des Mitgliedes der Gesellschaft Herrn Geologen an der Geologischen Landesanstalt Dr. THEODOR MÖLLER in Berlin und widmet ihm Worte des Gedenkens. Die Anwesenden erheben sich zu Ehren des Verstorbenen.

Der Vorsitzende spricht den ausscheidenden Mitgliedern des Vorstandes der Gesellschaft den Dank aus für die während des Krieges geleistete Tätigkeit, und berichtet über die in der Vorstandssitzung vom 6. Januar beschlossene Neuverteilung der Ämter im Vorstande: Die Redaktion der Zeitschrift behält Herr BÄRTLING. Führung der Mitgliederliste und des laufenden Briefwechsels, soweit er nicht vom Vorsitzenden selbst zu erledigen ist, und das Sammeln der Vortragsanmeldungen für die Sitzungen übernimmt Herr SCHNEIDER. Versand der Zeitschrift und Annahme von Reklamationen nicht eingegangener Hefte übernimmt der Archivar Herr DIENST, an ihn sind auch alle Zuwendungen für die Bücherei der Gesellschaft einzusenden.

Der Gesellschaft wünschen als Mitglieder beizutreten:

Herr Dr. KARL C. BERZ, Assistent der Württemb. Geolog. Landesanstalt,
vorgeschlagen von den Herren A. SAUER, MARTIN SCHMIDT und AXEL SCHMIDT.

Herr konz. Markscheider EWALD OVERHOFF in Witten a. d. Ruhr, Schulstr. 42,
vorgeschlagen von den Herren OBERSTE BRINK, FREMDLING und BÄRTLING.

Herr konz. Markscheider ERICH SAUERBREY in Karnap, Landkreis Essen,

Herr konz. Markscheider HALTERN in Wanne, Bismarckstr. 23,

Herr konz. Markscheider VOSSIECK in Katernberg, Landkreis Essen,

Herr konz. Markscheider BRINKMANN in Essen-Borbeck, Neustr. 210,

vorgeschlagen von den Herren FREMDLING, SCHNEIDER und BÄRTLING.

Herr stud. geol. ROLAND BRINKMANN, Freiburg i. B., Oberau 55,

vorgeschlagen von den Herren DEECKE, WEPFER und WILSER.

Herr Oberlehrer Dr. WILHELM WENZ in Frankfurt a. M., Gwinnerstr. 19,

vorgeschlagen von den Herren v. LINSTOW, SCHMIERER und PAECKELMANN.

Herr cand. geol. KURD v. BÜLOW in Greifswald, geologisches Institut,

vorgeschlagen von den Herren v. BÜLOW-TRUMMER, KLINGHARDT und JAEKEL.

Herr HERMANN MEYER, Betriebsassistent am Gas- und Wasserwerk, Saalfeld (Saale),

vorgeschlagen von den Herren ZIMMERMANN I, HESS VON WICHDORFF und JOH. BÖHM.

Herr RUDOLF HUNDT, Klosterfelde, Kreis Nieder-Barnim,

vorgeschlagen von den Herren ZIMMERMANN I, P. G. KRAUSE und HESS VON WICHDORFF.

Der Vorsitzende legt die schwierige wirtschaftliche Lage der Gesellschaft dar, und spricht die Hoffnung aus, daß es durch Vergrößerung der Mitgliederzahl gelingen möge, die Schwierigkeiten zu beseitigen. Er bittet nach Möglichkeit für die Gesellschaft zu werben.

Er macht sodann auf das Preisausschreiben des Herrn STROMER v. REICHENBACH aufmerksam, das allen deutschen Mitgliedern zugegangen ist, und im letzten Monatsbericht nochmals abgedruckt ist. Ferner gibt der Vorsitzende dem Zutrauen Ausdruck, daß es der deutschen Wissenschaft und im besonderen der deutschen Geologie gelingen wird, trotz der Anfeindungen über den Abschluß des Kriegs-

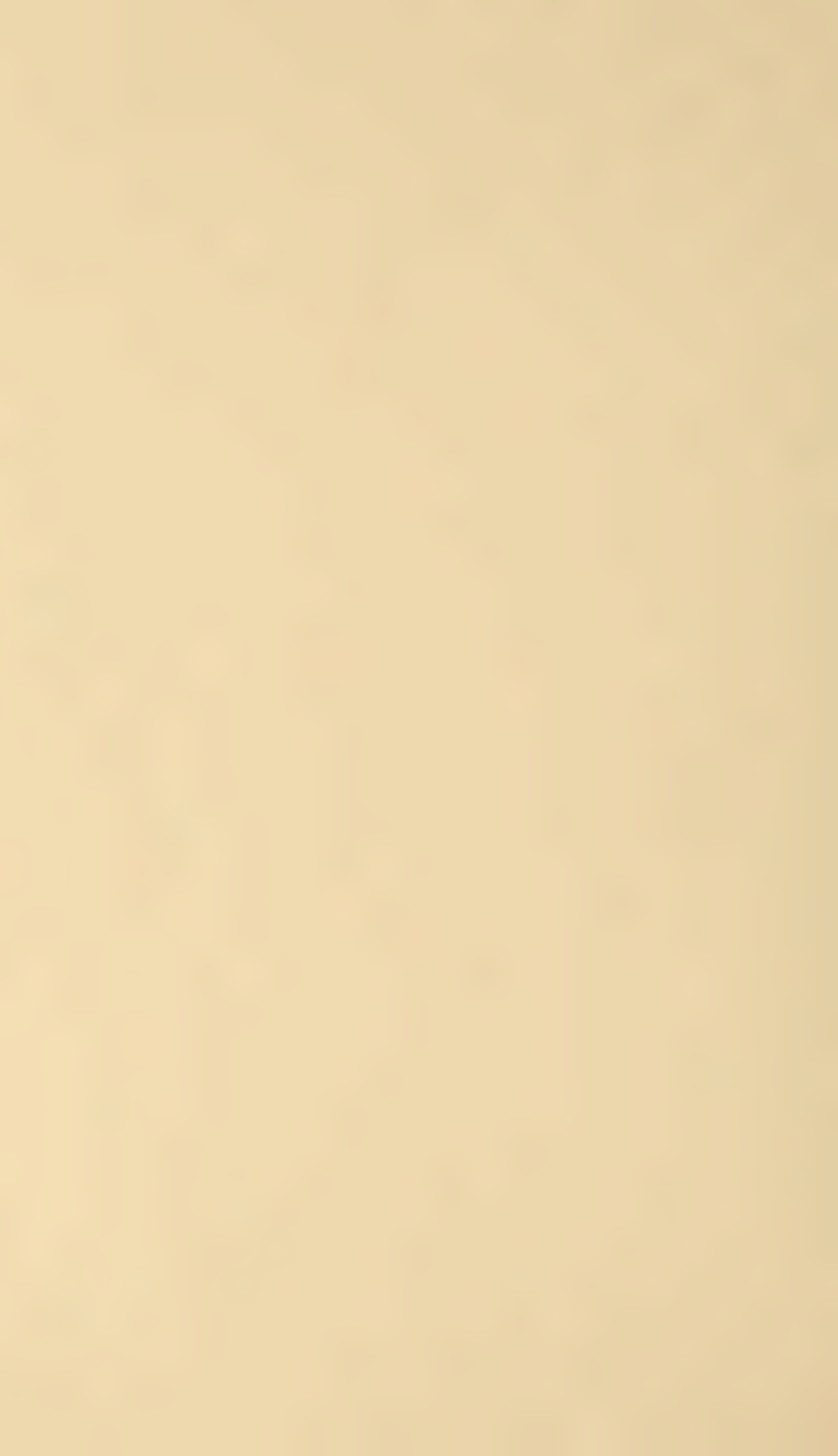
Übersichtskarte der Endmoränen zwischen Teutoburger Wald u. Rheinischem Schiefergebirge.

10 0 10 20 30 km

Endmoränen

+ + + Starke Blockbestreuung im Zuge d. Endmoränen

Photolith. v. Bogdan Gisevius, Berlin W. Bülowstr. 66



zustandes hinaus von seiten eines Teiles der wissenschaftlichen Welt des feindlichen Auslandes ihr altes Ansehen zu bewahren.

Die als Geschenk für die Bücherei eingegangenen Druckschriften werden vom Vorsitzenden vorgelegt.

Herr R. **BÄRTLING** spricht über

Die Endmoränen der Hauptvereisung zwischen Teutoburger Wald und Rheinischem Schiefergebirge.

(Hierzu eine Übersichtskarte und 2 Textfiguren.)

Die Kenntnis des Verlaufs der großen Endmoränenzüge ist für alle übrigen Probleme der Geologie des Diluviums von grundlegender Bedeutung. Sie sind die sichersten, auf große Erstreckung verfolgbaren Zeitmarken von relativ sehr kurzer Dauer, die uns aus dem Diluvium bekannt sind und die in ihrer sicheren Gleichzeitigkeit und Kürze wohl kaum von älteren, stratigraphisch wichtigen Zeitmarken erreicht werden.[1]) Die genaue Kenntnis dieser Bildungen hat daher ein mehr als lokales Interesse namentlich in den äußersten Randgebieten der Vereisung, wo unsere Kenntnis der Eisrandlagen bislang immer noch äußerst lückenhaft war. In diesen Randgebieten, zu denen der Nordrand des Rheinischen Schiefergebirges und die Kreidehöhen des Haarstrangs gehören, treten die Endmoränen nicht mehr mit derselben Frische auf, wie in der Nähe der Ostseeküsten und in Skandinavien. Alle Faktoren der Denudation haben zusammengewirkt, ihre Oberflächenform zu verwischen oder zu verzerren oder auch die Reste der Endmoränen wieder vollständig zu entfernen; jüngere Bildungen haben die wichtigsten Überbleibsel überschüttet und meist unter dichter undurchdringlicher Decke begraben. Die Schwierigkeiten werden ferner noch dadurch vergrößert, daß die alten vom Eis vorgefundenen Gebirgsränder sowohl auf das Vorrücken des Inlandeises, als auch auf die morpho-

[1]) Bei den älteren „Leitschichten", bei Transgressionen und tektonischen Erscheinungen ist ein gleichzeitiges Einsetzen an allen Punkten meist nicht sicher, oft sogar unwahrscheinlich. Als schönes Beispiel einer palaeozoischen Zeitmarke sei aus dem Prod. Carbon der marine Horizont im Hangenden von Flöz Katharina erwähnt, der in weniger als 1 m Mächtigkeit vom Ostrande des westfälischen Kohlenbeckens bis nach England zu verfolgen ist.

logischen Verhältnisse seiner Ablagerungen einen starken Einfluß ausüben.

Trotz all dieser Schwierigkeiten ist es allmählich gelungen, für Rheinland und Westfalen auch im Randgebiet des größten Eisvorstoßes ein immer vollständigeres Bild der Endmoränen zu entwerfen.

Auf der linken Rheinseite kennen wir den Verlauf der Endmoränen hauptsächlich aus den Arbeiten von G. FLIEGEL,[2]) die später durch Arbeiten von P. G. KRAUSE,[3]) A. STEEGER,[4]) W. WUNSTORF,[5]) C. GAGEL[6]) und KÖNIGS[7]) vervollständigt wurden. Herrn K. KEILHACK[8]) verdanken wir die Kenntnis der westlichen Fortsetzung dieser bedeutenden Endmoränenzüge durch Holland bis zur Nordseeküste.

Auf der rechten Rheinseite blieb dagegen unsere Kenntnis der Endmoränen lange Zeit äußerst lückenhaft. Während auf der linken Rheinseite in verhältnismäßig

---

[2]) G. FLIEGEL: Rheindiluvium und Inlandeis. Verh. Naturhist. Verein. Rheinland und Westfalen, **66,** 1909, S. 327 ff.

—: Das Diluvium des niederrheinischen Tieflandes. In: Der Bergbau auf der linken Rheinseite. Festschr. zum Aachener Bergmannstag 1910, S. 323 ff.

—: Neuere Beiträge zur Geologie des niederrheinischen Tieflandes. Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanst. für 1912, **33,** Teil II, S. 450.

G. FLIEGEL u. W. WUNSTORF: Die Geologie des niederrheinischen Tieflandes. Abhandl. d. Preuß. Geol. Landesanst. Neue Folge 67.

[3]) P. G. KRAUSE: Einige Beobachtungen über Tertiär und Diluvium des westl. Niederrheingebietes. Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanst. für 1911, **32,** II, S. 135.

—: Weitere Beobachtungen im Tertiär und Diluvium des Niederrheingebietes. Ebenda 1917, **38,** I, S. 193.

[4]) A. STEEGER: Der geologische Aufbau und die Entstehung des Hülser Berges. Krefeld 1913.

—: Beziehungen zwischen Terrassenbildungen und Glazialdiluvium. Krefeld 1913.

[5]) W. WUNSTORF: mit G. FLIEGEL a. a. O.

[6]) C. GAGEL: Über einen neuen Fundpunkt nordischer Grundmoräne im niederrheinischen Terrassendiluvium und die Altersstellung dieser Grundmoräne. Diese Zeitschr. **71,** 1919, Monatsber. S. *21.*

[7]) KÖNIGS: Die Eiszeit und ihre Spuren bei Krefeld. Jahrb. d. naturw. Verein. Krefeld 1901/02.

—: Die Krefelder Gegend zur Tertiär- und Quartärzeit. Festschr. d. naturw. Verein. Krefeld.

[8]) K. KEILHACK: Das glaziale Diluvium der mittleren Niederlande. Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanst. für 1915, **36,** I, S. 458.

flachem Gelände die Endmoränen als große, das ganze Landschaftsbild beherrschende Bergzüge hervortreten, sind sie in dem Hügellande auf der rechten Rheinseite zu mehr oder weniger undeutlichen Resten aufgelöst, deren Zusammenhang durch die Bergzüge des alten Gebirges verwischt und unterbrochen wird. Gerade hier erschwert die starke Lößbedeckung eine Verfolgung der Bildungen des Glazialdiluviums ganz außerordentlich. Lange Zeit kannten wir daher von der Endmoräne auf der rechten Seite durch die Arbeiten von G. MÜLLER[9]) und P. KRUSCH[10]) nur das kleine Stück der Endmoräne von Langendreer bei Witten, dessen Natur aber bei der isolierten Lage des Vorkommens zweifelhaft blieb. Im Winter 1912/13 konnte ich an dieser Stelle über die Fortsetzung dieses Endmoränenzuges nach Westen bis nach Laer bei Bochum, bei Kupferdreh und in der Stadt Hörde berichten.[11])

Seitdem ist der weitere Verlauf dieser Endmoräne durch zahlreiche Begehungen festgestellt. Umfangreiche Aufschlüsse bei Kanalisationen und Eisenbahnbauarbeiten haben dabei unsere Kenntnis ihres Verlaufs auch dort stark vermehrt, wo die starke Lößdecke die Verfolgung der Endmoränenreste gänzlich aussichtslos machte. Wichtige Hinweise verdanke ich hierbei den Herren AULICH in Duisburg, A. FRANKE in Dortmund und A. LAURENT in Hörde.

Auf der linken Rheinseite endigt der südlichste Endmoränenbogen in der Gegend von Krefeld südlich des Hülser Berges. Von hier an fehlt zunächst jede Spur einer Andeutung, wo die Fortsetzung zu suchen ist, da der Rhein die letzten Reste zerstört und vielleicht überschüttet hat. Erst wieder auf der rechten Rheinseite können wir daher die Fortsetzung

---

[9]) G. MÜLLER: Aufnahmebericht Blatt Witten 1902. Archiv d. Preuß. Geol. Landesanst. Berlin.

[10]) P. KRUSCH: Der Südrand des Beckens von Münster zwischen Menden und Witten. Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanst. für 1908, **29**, I, S. 101.

—: Erläuterungen zur Geol. Spezialkarte von Preußen 1 : 25 000. Blatt Witten, S. 69.

[11]) R. BÄRTLING: Die Endmoräne am Nordabfall des Rheinischen Schiefergebirges und ihre Beziehungen zur Talbildung. Diese Zeitschr. **65**, 1913, Monatsber. S. *191*.

—: Geologisches Wanderbuch für den niederrheinisch-westfälischen Industriebezirk. Verlag von Ferd. Enke. Stuttgart 1913. S. 381 und 388.

—: Das Diluvium des niederrheinisch-westfälischen Industriebezirks und seine Beziehungen zum Glazialdiluvium. Diese Zeitschr. **64**, 1912, Monatsber. S. *155*.

in der Saarner Mark bei der Blockstelle Rott zwischen Weddau und Großenbaum erkennen. Bei großen Kiesgewinnungsanlagen fand Herr AULICH hier unter den Ablagerungen der Rheinniederterrasse mächtige Blockpackungen, die vorwiegend aus Karbonschiefertonen und -sandsteinen bestanden, die nur einen geringen Transport von Norden her durchgemacht haben. Gemischt waren diese aber mit nordischem Gesteinsmaterial, darunter Blöcke nordischer Herkunft von sehr ansehnlicher Größe. Das anstehende Flözleere unter dieser Blockpackung wies sehr deutliche Glazialschrammen[12]) auf, die von der Nord-Südrichtung bis zu 15° nach SO oder SW abwichen. Diese beweisen unwiderleglich, daß eine nachträgliche Umlagerung des Glazials ausgeschlossen ist, was ja auch nach der Natur der ganzen Ablagerung und der Beschaffenheit ihrer weichen Komponenten vollkommen unmöglich ist.

Von diesem Fundpunkt ab nach Osten wurden randliche Bildungen des Inlandeises, die als Fortsetzung der Endmoräne anzusehen sind, durch Herrn W. WUNSTORF bei den geologischen Aufnahmen auf dem Blatt Kettwig an mehreren Stellen festgestellt. Südlich der Ruhr fanden sich derartige Endmoränenreste am Hummelsberg (westlich von Schloß Linnep), sowie südlich und westlich von Schloß Landsberg. Auf der rechten Seite der Ruhr sehen wir die Fortsetzung am Wezelsberg und beim Sanatorium bei Kettwig. Hier traten die Endmoränenreste nach den Feststellungen von Herrn WUNSTORF zusammen mit Grundmoränen auf.

Östlich davon erfährt das Glazialdiluvium zunächst eine bemerkenswerte Unterbrechung; als letzte Spuren finden sich nur einige große nordische Geschiebe östlich von Schloß Öfte. Am Ostrand des Hespertales liegen aber bei Hamm im Rheinland wieder zwei größere geschlossene Partien von Glazialdiluvium. An diese schließen sich in geringer Entfernung bedeutendere Reste der Endmoräne in Gestalt von mächtigen Sandaufschüttungen und Blockpackungen in Hinsbeck und Dilldorf, südlich von Kupferdreh. Diese leiten uns über zu der großen Endmoräne, die das Ruhrtal von Kupferdreh bis Überruhr begleitet[13]). Hiermit schließt ein

---

[12]) Leider konnte dieses wertvolle Naturdenkmal, das nur bei anhaltendem Pumpen zugänglich war, wegen des hohen Grundwassers nicht erhalten und dauernd zugänglich gemacht werden.

[13]) R. BÄRTLING a. a. O., Wanderbuch S. 388 und diese Zeitschr. 1913, S. *191*.

Endmoränenbogen, der von Großenbaum bis Überruhr die Stadt Essen in weitem Umkreis umzieht und daher als Essener Endmoränenbogen bezeichnet werden kann.

Hieran schließt sich ein Endmoränenbogen, der die Stadt Bochum umzieht. Im westlichen Teil dieses Bogens sind endmoränenartige Bildungen nicht erhalten geblieben. Nur stellenweise deuten Anhäufungen von mächtigen Blöcken nordischer Herkunft, wie z. B. am Horkenstein, bei Dahlhausen, bei Blankenstein[14]), in Weitmar und Querenburg, auf die Nähe des Eisrandes hin. Bei Haus Laer beginnt dann aber die mächtige Aufschüttung der Langendreerer Endmoräne, deren westlicher Teil das Ölbachtal absperrte, während der östliche Teil eine tiefe Senke zwischen den Karbonrücken der Kaltenhardt und des Stockumer Berges zugeschüttet hat. Diese Endmoräne besteht aus sehr mächtigen, vorwiegend aus feinen Sanden zusammengesetzten Aufschüttungen, in denen Blockpackungen nur in geringem Umfang (Bahneinschnitt!) auftreten. Sie enthalten aber größere Einlagerungen von Kiesen mit nordischem Material und von Grundmoränenfetzen. Die Oberflächenformen dieses Endmoränenstücks sind noch verhältnismäßig frisch und lassen vielfach kamesartige Formen erkennen. Die starke Lößdecke hat diese Oberflächenform aber vielfach stark verwischt. An einheimischem Material sind hier Karbonblöcke, vereinzelte Steinkohlengeschiebe und reichlich vorhandener aufgearbeiteter präglazialer Ruhrschotter vertreten. Die starke Ausdehnung in Nord-Südrichtung deutet darauf hin, daß hier der Bochumer Endmoränenbogen schließt.

Nach Osten folgt eine Unterbrechung durch Karbon- und Kreidehöhe von mehreren Kilometern, auf denen wir noch keine Reste der Endmoräne kennen. Die nächsten Reste der Endmoräne finden wir wieder bei Dorstfeld, wo beim Bau des neuen Bahnhofs und der damit in Zusammenhang stehenden Erweiterung der Gleisanlagen mächtige Blockpackungen aufgeschlossen wurden. Sie bestehen vorwiegend aus Blöcken des weiter nördlich anstehenden oberen Turons der *Brongniarti-* und *Cuvieri-*Zone, enthalten aber auch reichlich nordisches Material. Dieser Aufschluß am Westende des Bahnhofs ist längst wieder vermauert, ein zweiter Daueraufschluß, der die Endmoränenbildung noch heute erkennen läßt, liegt aber hinter dem Werk von ORENSTEIN & KOPPEL. Hiermit würde

---

[14]) R. BÄRTLING, Wanderbuch S. 362.

ein kleiner Bogen schließen, den wir als **Lütgendortmunder Endmoränenbogen** bezeichnen können.

Der anschließende **Dortmunder Bogen** erstreckt sich über die Stadt Hörde bis östlich von Hokzwickede in die Nähe des Liedbachtales. Von diesem Bogen haben wir Reste in der Stadt Hörde, wo sie zunächst bei den umfangreichen Erweiterungen des Güterbahnhofs aufgedeckt wurden und von hier aus durch Herrn A. LAURENT bei Kanalisationsarbeiten durch den größten Teil der Stadt verfolgt werden konnten, so daß es heute als sicher gelten kann, daß der weitaus größte Teil der Stadt Hörde auf einer unter starker Lößdecke begrabenen Endmoräne liegt.

In der Hörder Endmoräne überwiegt bei weitem das einheimische Material aus dem Karbon[15]). In der Holzwickeder Endmoräne, die, wie die Aufschlüsse zeigten, auf Turonmergel der Zone des *Inoceramus labiatus* aufgelagert ist, tritt dagegen vorwiegend, ebenso wie bei Dorstfeld, Kreidematerial aus dem Ober-Turon hervor, das ebenfalls einen Transport von Norden her, wenn auch nur von einigen Kilometern, durchgemacht hat. Diese Massen bilden südlich von Natorp eine sehr ausgedehnte Blockpackung unter starker Lößdecke. Nur die sehr umfangreichen Baggerarbeiten der Eisenbahn zur Gewinnung von Dammschüttungsmaterial und die Anlage von neuen Zugangswegen zu der Straßenunterführung bei Haus Natorp ermöglichten, den Charakter dieser verschütteten Endmoräne sicher zu erkennen. Nach Osten hin läßt sie sich in Gestalt einer schwachen mit Löß bedeckten Bodenanschwellung bis fast zum Liedbachtal verfolgen. Daß diese Bodenanschwellung ihre Ursache ebenfalls in einem erhalten gebliebenen Rest der Endmoräne hat, beweisen die Aufschlüsse am östlichen Talrand des dem Liedbach hier von Holzwickede zufließenden Seitentals und an einem Wegeinschnitt in Obermassener Heide, wo ebenfalls die bestoßenen und gerollten Kreideblöcke verschiedener Herkunft, wirr durcheinander geworfen, gemischt mit Sand und kleinen nordischen Geschieben, zu erkennen sind.

Von hier ab biegt die Endmoräne wiederum stark nach Süden aus. Wir finden ihren nächsten Rest etwa 2 km weiter südlich auf der Oberfläche des Karbons in den verlassenen Steinbrüchen am Rande des Liedbachtales,

---

[15]) R. BÄRTLING a. a. O., Wanderbuch S. 367 und diese Zeitschr. 1912, S. *166*, 1913, S. *191*.

westlich von Bilmerich, in Gestalt von Blockpackungen aus Karbon- und Kreidematerial mit geringer Beimischung nordischer Geschiebe bestehend, stellenweise in Verbindung mit Grundmoräne. Dieses Ausbiegen deutet darauf hin, daß sich hier ein neuer, sehr flacher Bogen anschließt, der vielleicht als Unnaer Endmoränenbogen bezeichnet werden kann. Von ihm ist nur wenig erhalten. Auffällige Blockanhäufungen am Rande des Bornekamptales und die oft sehr mächtige, ganz aus nordischen Geschieben bestehende Steinsohle des Löß am Nordabfall des Haarstrangs, sind vielleicht hiermit in Zusammenhang zu bringen und schließlich noch sehr blockreiche Grundmoränen in Verbindung mit geringmächtigen Sandaufschüttungen gleicher Art, wie sie in den Endmoränen von Langendreer und Kupferdreh vorherrschen, bei Bausenhagener Heide.

Weiter nach Osten hin haben wir keinerlei Kenntnis des weiteren Verlaufs der Endmoräne. Wir wissen nur aus dem Vorkommen der Grundmoräne südlich der Städte Soest, Lippstadt und Paderborn, und der dünnen Bestreuung mit vereinzelten nordischen Blöcken, die bis auf die Höhe des Haarstrangs hinaufgehen, daß die Endmoräne auch in diesem Gebiet in der Nähe der Kammlinie des Haarstrangs gelegen haben muß. Der Kamm blieb aber wahrscheinlich frei vom Eise, ebenso scheint es sicher zu sein, daß auch der südöstlichste höchste Teil des Teutoburger Waldes vom Eise frei blieb.

Im Hinterland dieser Endmoräne liegen Grundmoränen in großer Verbreitung. Sande und fluvioglaziale Bildungen, die auf die Richtung des Verlaufs der Schmelzwasser hindeuten, fehlen vollkommen. Die eintönige Grundmoränenlandschaft erfährt erst wieder eine Unterbrechung durch die erste Rückzugsstaffel in der Gegend von Münster, in dem sehr ausgedehnten Endmoränenzuge, der von Th. Wegner[16]) beschrieben wurde. Diese Endmoränen bestehen aus flachen, breiten Kies- und Sandrücken, in die sich in der nördlichen Fortsetzung auch aufgepreßte Tertiärmassen einschieben. Wegner beschreibt den großen End-

[16]) Th. Wegner: Über eine Stillstandslage der großen Vereisung im Münsterlande. Diese Zeitschr. **62**, 1910, Monatsber. S. *387*.

—: Die nördliche Fortsetzung der münsterländischen Endmoränen. Diese Zeitschr. **67**, 1915, S. 57.

—: Geologie Westfalens. Paderborn 1910.

moränenbogen von Münster, an den sich nach Norden bis in die Gegend von Rheine der Neuenkirchener Bogen anschließt, dann die Emsbürener Endmoräne und die Lohner Berge. Nach Süden hin war uns die Fortsetzung bisher unbekannt. Hier finden sich aber ähnliche Sandaufschüttungen verbunden mit Grundmoränenhügeln, bogenförmig ostwestlich verlaufend, am Südabfall der Beckumer Kreideplatte[17]), die wohl die Fortsetzung der Münsterschen Endmoräne darstellen. Hier schließt sich also noch der Beckumer Endmoränenbogen an. Derartige Sand- und Grundmoränenhügel ziehen sich über Liesborn bis nach Mastholte hin. Sie können vorläufig nur mit Vorbehalt zur Endmoräne gerechnet werden, da die Einzelheiten des Verlaufs der Endmoräne hier noch nicht feststehen. Ich halte es für höchst wahrscheinlich, daß nördlich und östlich von Ahlen etwa über Jonsthövel, Hallene, Neu-Ahlen und Lütke-Üntrop eine Verbindung zwischen dem Münsterschen und dem Beckumer Bogen besteht, über dessen Einzelheiten ich in nächster Zeit an anderer Stelle berichten werde. Weiter nach Osten[18]) hin ist auf der Übersichtskarte noch ein Endmoränenstück von Mühlenheide bei Mastholte über Delbrück angegeben, das von Herrn KEILHACK aufgefunden wurde und von ihm zum ersten Male bei der Erörterung dieses Vortrages beschrieben wurde.

In der Münsterschen Endmoräne treten Blockpackungen fast nirgends auf, so daß man im Zweifel sein könnte, ob es sich hier wirklich um eine Endmoräne handelt. Wie die Karte zeigt, fügt sich diese Endmoräne aber so zwanglos in das Gesamtbild der Endmoränenzüge ein, daß wir schon aus diesem Grunde ihre Endmoränennatur anerkennen müssen. Die von WEGNER weiter nördlich beobachteten Aufpressungen des Tertiärs, die von ihm beschriebenen Auskolkungen des Untergrundes unter den Sandrücken sind weitere Beweise hierfür. Die hier fehlenden Blockpackungen sind ja auch bekanntlich durchaus kein Leitfossil für die Endmoräne.

---

[17]) JOH. ELBERT: Über die Altersbestimmung menschlicher Reste aus der Ebene des westfälischen Beckens. Korrespondenzblatt d. anthropolog. Ges., **35**, 1904, S. 109.

[18]) Nachträglicher Zusatz. Diese Endmoräne ist mit Zustimmung von Herrn K. KEILHACK in die Karte übernommen. Vergleiche die Ausführungen von Herrn KEILHACK auf Seite 00.

Die überaus verwischten, wenig frischen Oberflächenformen dieser Endmoräne könnten vielleicht den Gedanken nahe legen, daß es sich hier um eine ältere Endmoräne handelt, die schon gebildet wurde, bevor das Eis bis zu seiner äußersten Grenze vorstieß. Ich halte eine solche Möglichkeit aber für ausgeschlossen, da auf der Endmoräne zusammenhängende Überkleidungen mit Geschiebemergel fehlen und auch eine Decke von Geschiebesand nur untergeordnet auftritt. Diese Endmoräne ist also das erste Rückzugsstadium, in dem das Zurückschmelzen des Eisrandes mit dem Nachschub von Norden her wieder für längere Zeit in eine Gleichgewichtslage kam. Beachtenswert ist, daß der Rückzug des Eises im westlichen Teile von West nach Ost schneller vor sich ging, als in der östlichen Hälfte in der Richtung Süd—Nord. Im Westen haben wir einen Rückzug von ungefähr 90 km, während im Osten im gleichen Zeitraum nur etwa 25 km vom Eise frei wurden. Ich führe diese Erscheinung auf die Einwirkungen der See zurück, vielleicht hat sich schon damals eine Wirkung des Golfstromes bemerkbar gemacht, die den Eisrand in der Nähe der Küsten in östlicher Richtung stärker zurückdrückte, als weiter östlich. Auch später gebildete Endmoränen lassen in ihrer Richtung einen solchen Einfluß des Meeres erkennen, besonders ist das der Fall bei der schleswig-holsteinischen Endmoräne.

Bei weiterem Zurückschmelzen kam das Eis noch einmal in Westfalen in einen Gleichgewichtszustand, der wiederum zur Aufschüttung einer bedeutenden Endmoräne führte, die auf und zwischen den südlichsten Kuppen und Kämmen des Teutoburger Waldes verläuft. Diese Endmoräne habe ich kurz vor dem Kriege auf einer Reihe von Begehungen kennen gelernt, die ich gemeinsam mit unserem auf dem Felde der Ehre gefallenen Kollegen O. Renner ausführte. Wegen des Kriegsausbruchs war es uns nicht mehr möglich, die Veröffentlichung unserer gemeinsamen Beobachtungen vorzubereiten.

Diese Begehungen führten zur Feststellung einer sehr bedeutenden Endmoräne, von der ein Teil bereits vor etwa 15 Jahren, wie ich erst später feststellen konnte, durch Joh. Elbert[19]) beobachtet war. Er hatte damals bereits Endmoränen bei Lengerich, Lienen, Iburg, Hilter und Borgholzhausen beobachtet.

---

[19]) Elbert a. a. O., S. 106.

Diese Endmoräne ist nach NW bis nach Stapenhorst nördlich von Lengerich festzustellen, wo sich eine typische Blockpackung in einer flachen Kuppe bei dem Gehöft Stapenhorst auf der Nordseite des Plänerkammes befindet. Wie die Fortsetzung von hier nach Westen und der Anschluß an die Endmoränen im Emslande erfolgt, ist mir nicht bekannt, liegt auch im wesentlichen außerhalb des Rahmens dieser Betrachtung. Ich vermute, daß die von mir nicht besuchten Sandhöhen von Brochterbeck, südlich von Ibbenbüren als Reste ihrer Fortsetzung anzusehen sind. Noch weiter westlich finden sich Anhäufungen von blockreichem Geschiebemergel bei Riesenbeck, im Norden und Süden angelehnt an den Cenomanrücken von Bevergern, die G. Müller[20]) als sehr geschiebereichen Blocklehm bezeichnet, dessen „Tongehalt ausgewaschen ist, so daß nur noch ein geschiebereicher, gelber, grandiger Sand zurückgeblieben ist." Lage, Zusammensetzung und die Anlehnung an das Gebirge über dem Sander der Münsterschen Ebene beweisen wohl, daß wir hier den nächsten Rest der Endmoräne der am weitesten nach NW liegt, vor uns haben.

Südöstlich von Lengerich liegen die Endmoränen fast vor jedem größeren Quertal, das den Teutoburger Wald durchbricht; um das Iburger Tal, die Widehne-Schlucht bei Hilter, die Noller Schlucht, das Borgholzhausener Talsystem und das Haller Tal.

Um das Iburger Tal ordnen sich die Endmoränen in zwei hinter einander liegenden Bogenreihen. Der äußere verlief von Lienen durch die Laer Heide, über die Laer Höhe zum Kleinen Berg bei Rothenfelde. Der innere Bogen legt sich in der Vossegge an die Kreidehöhen an und umschließt von dort über den Hakentempel und Ostenfelde im Bogen Iburg und das Dorf Glane.

Die Endmoränenreste von Hilter sind vielleicht mit dem äußeren Iburger Bogen zu vereinigen. Zu den schönsten und frischesten Endmoränenteilen gehört der aus Kies, Sand und Blockpackungen bestehende kleine Bogen vor der Noller Schlucht im Heidbrink. Ob der bogenförmige Sandberg zwischen Berghausen und Kleekamp zur Endmoräne gehört, ist noch nicht entschieden.

Der mächtige Endmoränenbogen bei Borgholzhausen in der Nollheide und bei Bödinghausen, war bereits Elbert

---

[20]) G. Müller: Das Diluvium im Bereich des Kanals von Dortmund nach den Emshäfen. Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1895, **16**, S. 48.

(a. a. O.) bekannt. Von hier aus sucht ELBERT die Fortsetzung nördlich des Gebirges in der Richtung auf die Porta, die Endmoräne setzt sich aber weiter nach SO am Gebirge fort. Zunächst finden wir um das Hesselner Tal wieder Andeutungen der Endmoräne, z. B. bei dem Gehöft Kruse in Form von geschiebereichen Sandbergen. Dann treten nördlich von Halle bei Grünenwalde östlich der Chaussee nach Werther wieder mächtige Blockpackungen vorwiegend in Lokalfazies auf.

Von hier ab nach Südosten werden die Spuren der Endmoräne immer dürftiger, trotzdem steht es fest, daß der Eisrand auch hier lange mit den südlichen Kämmen des Gebirges zusammenfiel. Während nördlich des Gebirges die Grundmoräne unter allen Diluvialablagerungen bei weitem vorherrscht, ziehen sich südlich der Kammlinie glaziale Sande in fast allen Schluchten bis nahe an die Kammlinie hinauf. Das — allerdings sehr spärlich vorkommende — nordische Material in diesen Sanden beweist, daß es sich nicht um Flugsand, sondern um Schmelzwasserabsätze[21]) handelt. Dieser Gegensatz der fruchtbaren Grundmoränenlandschaft nördlich des Gebirges zu den eintönigen Heidesandflächen auf der Südseite zeigt bei der großen Mächtigkeit beider Bildungen an, daß auch hier das Gebirge nicht während einer kurzen Episode des Rückzuges stilllag, sondern daß gerade hier mit einer s e h r langen Gleichgewichtsperiode zu rechnen ist. Als Spuren der Endmoräne sind hier wahrscheinlich die starken Blockbestreuungen bei Wistinghausen, am Hörster Berg, südlich von Pivitsheide, am Hiddeser Berg und bei Hornoldendorf anzusehen. Bei Wistinghausen und südlich von Pivitsheide nimmt diese Blockbestreuung an einzelnen, von RENNER aufgefundenen Stellen, die ich mit ihm kurz vor dem Kriege besuchte, den Charakter von Blockpackungen an.

Weiter nach Osten haben RENNER und ich, die Endmoränen nicht verfolgt.

E. GEINITZ[22]), dem von der Teutoburger Waldendmoräne nur das kleine von JOH. ELBERT[23]) beschriebene Stück west-

---

[21]) Siehe die Darstellung auf der Geol. Spezialkarte, Blätter Lage, Detmold, Senne usw. von O. RENNER, MESTWERDT, K. KEILHACK und A. KRAISZ.

[22]) E. GEINITZ: Die Endmoränen Deutschlands. Archiv d. Verein. d. Freunde d. Naturwissensch., Mecklenburg, **72,** 1919, S. 113.

[23]) J. ELBERT a. a. O.

lich von Borgholzhausen bekannt war, verbindet diese von hier aus mit den von STRUCK[23a]), SPETHMANN[24]) u. a. besprochenen Endmoränenresten von der Porta über Steinbergen, Kleinenbremen bis Hameln. Diese Verbindung ist nicht zutreffend, da jene Endmoränen an der Weser sicher ein jüngeres Stadium darstellen. Wo die Fortsetzung nach Osten zu suchen ist, ist noch ganz unbekannt. Vielleicht haben wir sie in der Fredener Endmoräne und in den Glazialbildungen südlich von Hildesheim zu suchen.

Auffallend ist der Gegensatz in den Oberflächenformen der drei beschriebenen Endmoränenstaffeln. Am wenigsten frische Oberflächenformen zeigt die Münstersche Endmoräne. In der Endmoräne im Ruhrgebiet sind die Oberflächenformen durch die mächtigen Lößablagerungen fast vollständig verwischt, nur bei Langendreer ist noch ein System von kamesartigen Kuppen zu erkennen.

In allen übrigen Teilen tritt die südlichste Endmoräne orographisch kaum noch hervor. Sie ist durch Erosion stark zerschnitten und auf große Erstreckung wohl vollkommen wieder ausgeräumt. Nur stellenweise treten die Blockpackungen noch in ganz flachen Erhebungen hervor, deren Grenzen aber bei der mächtigen Bedeckung mit Löß nicht mehr sicher festzustellen sind.

Die Münstersche Endmoräne bildet ganz deutliche, im Gelände gut zu erkennende, flache Erhebungen; auch hier fehlen aber alle frischen Züge in ihrem Landschaftsbilde. Sie bildet nur ganz flache breite Sand- und Lehmrücken, die nur schwer als Endmoränen zu erkennen sind. Wesentlich frischer sind aber, wie erwähnt, die am Teutoburger Wald erhalten gebliebenen Endmoränenreste, insbesondere die bei Iburg an der Nollerschlucht und bei Borgholzhausen.

Dieser verschieden gute Erhaltungszustand hat seinen Grund in erster Linie wohl in dem ungleich hohen Alter der drei Endmoränen, in zweiter Linie auch in ihrer Lage. Die nördlichste Endmoräne, die sich eng an das Gebirge anlehnt, ist durch die Gebirgskuppen und Kämme sicher mehr vor der Abtragung geschützt geblieben, als die weiter im Süden auf der flachen Abdachung des Nordrandes des Rheinischen Schiefergebirges und des Haarstrangs liegenden Endmoränenreste.

23a) R. STRUCK: Der baltische Höhenrücken in Holstein. Mitteil. d. Geogr. Ges. Lübeck, 2. Reihe, **19**, 1904, S. 88—91.

24) H. SPETHMANN: Glaziale Stillstandslagen im Gebiet der mittleren Weser. Mitteil. d. Geogr. Ges. Lübeck, **22**, 1908.

Von besonderem Interesse, ist das Verhältnis dieser Endmoränen zu ihrem Untergrund. Ohne Frage fand das Inlandeis bei seinem Vorrücken, die Gebirgszüge als Hindernisse bereits vor. Meiner Ansicht nach, ist beim ersten Vorstoß der Teutoburger Wald in seinem größten Teile überschritten worden. Nur der Südosten blieb wahrscheinlich eisfrei. Der Rand des Rheinischen Schiefergebirges und der Haarstrang zwangen das Inlandeis aber, sich dem Gebirgsrande anzupassen.

Den Einfluß des Teutoburger Waldes erkennen wir aber auch in der südlichsten Endmoräne deutlich wieder. Vergleicht man auf der beiliegenden Übersichtskarte die dürftigen Endmoränenreste auf der rechten Rheinseite mit den schönen Aufschüttungen links des Rheines, so fällt der Unterschied stark in die Augen. Nach Osten hin werden die Endmoränenreste immer dürftiger, nach Westen hin immer größer und geschlossener. Dieser Unterschied wird noch auffälliger, wenn man zum Vergleich K. KEILHACKS[25]) Karte der niederländischen Endmoränen heranzieht. Die gewaltigen Aufschüttungen von Nijmegen und Amersfort, die ohne Frage die Fortsetzung sind, weichen so vollkommen von dieser rechtsrheinischen Endmoräne ab, daß es zunächst schwer fällt, sie zu vereinigen. Und doch stellen beide dasselbe Stadium dar. Zum Teil wird der Unterschied dadurch erklärt, daß in Holland der Typus der Staumoränen vorherrscht, während sich in Westfalen keine Spur von diesem Typus findet. Es kommen nur Sandaufschüttungen und Blockpackungen vor. Das hat seinen Grund in der Verschiedenheit des vom Eise vorgefundenen Untergrundes. Zur Erklärung des auffälligen Unterschiedes zwischen beiden Endmoränen, genügt dieses Moment aber nicht. Ich sehe vielmehr in dem allmählichen Verkümmern der Endmoräne in östlicher Richtung den Einfluß des Teutoburger Waldes. Wenn auch der Teutoburger Wald vom Eis überschritten wurde, wenn auch seine Höhen im Vergleich zu den Eismächtigkeiten nicht sehr bedeutend waren, so bildeten seine geschlossenen, quer zur Stromrichtung verlaufenden Kämme, ebenso wie die des Wiehengebirges doch ein starkes Hindernis, das sicher verlangsamend und hemmend auf den Eisnachschub einwirkte. Infolgedessen waren dort, wo das Inlandeis un-

---

[25]) K. KEILHACK a. a. O. Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanst. 1915, Teil I, Tafel 27.

gehindert vordrang, die Wirkungen wesentlich größer als dort, wo ein krankes, in seiner Stoßkraft geschwächtes Eis in Lee des Teutoburger Waldes noch die Höhen des Haarstrangs und der Grafschaft Mark hinaufsteigen mußte. Je höher die vorgelagerten Kämme sind, desto dürftiger ist die südliche Endmoräne.

Auch in der Münsterschen Endmoräne, sehen wir den Einfluß des „Eisschattens" des Teutoburger Waldes wieder. Ihre Fortsetzung in den Lohner Bergen, ist viel bedeutender, als die Sandrücken im Innern des Münsterschen Beckens. Auch hier, im Innern des Beckens, sehen wir noch ein weiteres Abnehmen der Endmoränenbildungen in südöstlicher Richtung entsprechend der zunehmenden Höhe und Geschlossenheit der Kämme des Teutoburger Waldes.

Die großartigsten Wirkungen auf den vortertiären Untergrund erkennen wir an der südlichsten Endmoräne aus dem gleichen Grunde auch im Westen zwischen Dortmund und dem Rhein.

Das heutige Flußtal der Ruhr bestand im Unterlauf damals ebenso wenig, wie das Rheintal. Vor dem Herannahen des Inlandeises hatte die Ruhr von der Quelle bis nach Witten denselben Verlauf wie heute. Bei Witten brach sie jedoch nach Norden durch, und breitete sich über die flachen Kreidehöhen des Gebirgsvorlandes weit aus, überall die mächtigen Ablagerungen alter Flußschotter hinterlassend. Diese Geröllablagerungen bedecken die Kreidehöhen in dem ganzen Gebiet zwischen Witten, Kastrop, Herne und Essen. Sie sind erheblich älter als das Eis und haben vor Herannahen desselben bereits wieder starke Veränderungen durch die Erosion erlitten, die damals bereits Täler von 50 m Tiefe in diese hoch gelegenen Flußablagerungen einschnitt. Diese Erosion hat entweder während der ersten Eiszeit oder der ersten Interglazialzeit stattgefunden. An den Rändern dieser alten Täler finden wir unter jüngeren Ablagerungen Reste von älterem Löß.

Die Täler sind ausgekleidet mit der Grundmoräne des vordringenden Inlandeises, die sowohl Talböden und Talflanken, als auch die Reste des mit Schotter bedeckten Hochplateaus gleichmäßig überzog. Daraus geht hervor, daß das Eis selbst nur wenig umgestaltend gewirkt haben kann. Um so größere Wirkungen haben aber die Schmelzwasser vor dem Eisrande hervorgerufen. Es wurde bereits erwähnt und zum Teil auch schon früher von mir beschrieben, daß die Endmoränenreste stellenweise unter

die tiefsten Flußablagerungen hinabgehen. So liegt z. B. die Endmoräne bei Großenbaum unter der Niederterrasse des Rheins. Von dort steigt sie am Hummelsberg in eine Höhenlage auf, die mit der Hauptterrasse korrespondiert. Einige Kilometer östlich davon liegen die Endmoränenreste dann aber erheblich höher, und zwar bis zu 40 m über der Hauptterrasse. Zwischen Kupferdreh und Überruhr liegt die Basis der Glazialaufschüttungen zum Teil tiefer, als das heutige Ruhr-Alluvium. Ebenso war auch bei Langendreerholz beim Bau des Versatzschachtes der Zeche Hamburg und Franziska zu beobachten, daß die Endmoränenaufschüttungen bereits in einer Tiefe beginnen, die unter dem heutigen Ruhr-Alluvium liegt. Etwas ähnliches können wir auch noch bei Holzwickede feststellen.

Ein Blick auf die Karte zeigt, daß diese Stellen, in denen wir die außerordentlich tiefe Lage der Eisrandbildungen feststellen können, jedesmal mit dem einspringenden Winkel zwischen zwei Endmoränenbogen zusammentreffen. Es kann sich hier also nicht etwa um eine auspflügende Tätigkeit des Inlandeises handeln, sondern um Erosionswirkungen gewaltiger Wasserfälle vor dem Eisrand. Daß diese Wirkungen gerade in dem einspringenden Winkel zwischen zwei Bogen am stärksten sind, beweist, daß sich starke Schmelzwasserflüsse auf der Oberfläche des Eises sammelten, in den Senken zwischen zwei Zungen des Eisrandes zusammenströmten und vor dem Eisrand durch großartige Wasserfälle die gewaltigen Erosionswirkungen auf dem harten palaeozoischen Untergrund veranlaßten.

Ähnliche Wirkungen beschreibt auch Wegner von der Münsterländischen Endmoräne. Hier ist aber die auskolkende Wirkung nicht auf die Winkel zwischen den Loben des Eisrandes beschränkt, sondern folgt der Endmoräne über große Bogenstücke. Bei den weiter nördlich liegenden Endmoränenresten am Teutoburger Wald, sind solche Wirkungen noch nicht festgestellt, da hier so tief gehende Aufschlüsse nirgends bekannt geworden sind.

Diese Wirkungen des Schmelzwassers machen sich ohne Unterschied der Härte des Untergrundes bemerkbar. In dem Endmoränenstück zwischen Dilldorf und Überruhr sind zum Teil die härtesten Werksandsteinbänke des Produktiven Karbons tief ausgewaschen. Auch bei Langendreer ist die tiefe Rinne, ohne durch Störungen vorgebildet zu sein, in den härtesten Schichten des Oberkarbons, dem Konglomerat

unter Flöz Finefrau ausgeschlagen. Die umgestaltende Wirkung derartiger Schmelzwasser vor dem Eisrande ist demnach nicht zu unterschätzen. Sie schuf bei Kupferdreh Höhenunterschiede von mindestens 80 m und bei Langendreer, wie durch den erwähnten Schacht der Zeche Hamburg und Franziska erwiesen wurde, ebenfalls solche von fast 80 m, wenn man annimmt, daß die aus Karbonsandstein bestehenden Höhenrücken der Kaltenhardt seit jener Zeit keine wesentliche Abtragung mehr durchgemacht haben. Ihre Höhe stimmt mit der überein, die sich durch Berechnung für die Unterkante der Präglazialschotterdecke aus deren weiteren Verbreitungsgebiet ergibt. Die Auskolkung geht in dem erwähnten Schachte bis 13 unter den heutigen Ruhrspiegel hinab.

Von besonderer Wichtigkeit sind diese Feststellungen bei der Parallelisierung der Glazialbildungen mit den Talterrassen. Sie zwingen dazu vor weitgehenden Schlüssen aus der Lage von Endmoränen zu Talterrassen zu warnen, denn die Höhenlage der Endmoränen ermöglicht keinerlei Schlüsse auf ihre Beziehungen zu den Talterrassen.

An der Ruhr sind beide Diluvialbildungen auch sonst schwer in Beziehung zu bringen. Wie ich bereits früher[26]) beschrieben habe, sind oberhalb von Steele die Ruhrterrassen überall stufenweise nach einander in das anstehende Gestein eingeschnitten, wie durch nachstehende schematische Darstellung (Fig. 1) veranschaulicht wird. Unterhalb von Steele sehen wir bei Überruhr aber ein anderes Bild. Dort haben zunächst die Massen der Endmoräne die selbst geschlagene Auskolkung aufgefüllt, und in diese haben sich dann die drei Ruhrterrassen eingeschnitten (vgl. die schematische Darstellung Fig. 2). Eine zweite Ausnahme liegt bei Altendorf oberhalb von Steele vor, wo Grundmoräne unter der untersten Ruhrterrasse festgestellt werden konnte. Auch diese liegt also in einer Auskolkung am Eisrande. Andere Spuren der Endmoräne sind hier aber wieder ausgeräumt oder vielleicht unter Löß und höheren Terrassen verborgen.

---

[26]) R. Bärtling, a. a. O. Diese Zeitschr. 1913, Monatsber. S. *197* ff. Die Textfiguren 1 und 2 sind dieser Arbeit entnommen, sie sind der Vollständigkeit halber hier nochmals abgedruckt. Hinsichtlich der Einzelheiten wird auf die älteren Arbeiten verwiesen.

Daraus folgt, daß die Moränen älter sind als die drei Terrassen oder wenigstens gleichaltrig mit einer zur Hauptterrassenzeit zeitweilig stark zurückgestauten Ruhr. Ebenso liegen die Verhältnisse im Rheintal bei der Blockstelle Rott bei Großenbaum.

Zur Altersbestimmung sind allgemeine Gesichtspunkte, und das Verhältnis der Glazialbildungen zu den Präglazial-

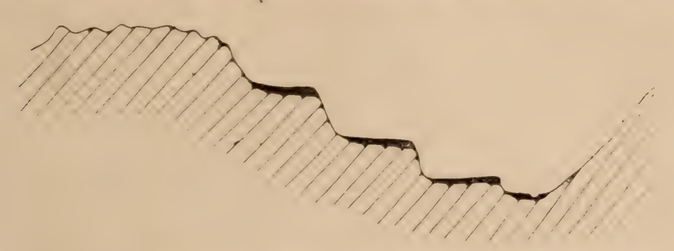


Fig. 1. Schematische Darstellung der Ruhrterrassen zum Untergrund oberhalb von Steele. Signaturen wie Fig. 2.

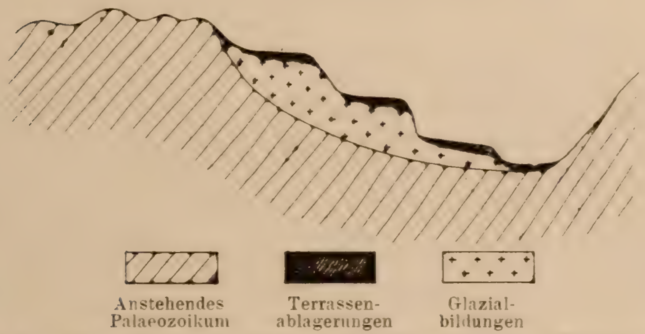


Fig. 2. Schematische Darstellung des Verhaltens von Talterrassen und Glazialdiluvium zwischen Kupferdreh und Dahlhausen (Ruhr).

schottern und dem älteren Löß von wesentlich größerer Bedeutung. Sie führen zu der Gleichstellung des Glazials mit der Hauptterrasse, ohne daß aber ein exakter Beweis dafür erbracht werden kann.

Eine interessante Frage, die ich bis jetzt offen gelassen habe, bleibt der Verlauf der großen Schmelzwasserrinnen, die die Schmelzwasser des Inlandeises abführten. Wo die großen Schmelzwassermassen geblieben sind, die das Eis bei der Bildung der Ruhr-Endmoränen entsandte, wissen wir nicht. Von ihnen fehlt jede Spur. Man könnte an die Möglichkeit denken, daß sie entweder subglazial ab-

geflossen sind oder sich einen Weg über das Eis nach Westen hin suchten, nachdem sie eine Zeitlang im Gebirge aufgestaut waren. Einen subglazialen Abfluß halte ich aber nach der Geländegestaltung und aus ganz allgemeinen Erwägungen nicht für denkbar. Aber auch über das Eis ist ein Abfluß wohl kaum anzunehmen.

Der Eisrand stieg am Haarstrang bis in Höhen von über 200 m hinauf. Da wir in den randlichen Gebieten des Inlandeises, um überhaupt eine Bewegung der Eismassen annehmen zu können, mit einem erheblichen Gefälle rechnen müssen, das wenigstens 5 ‰ betrug, so haben wir zur Zeit des größten Vorstoßes bei Münster schon mit einer Eismächtigkeit von fast 500 m zu rechnen. Derartige Eismassen haben natürlich den Teutoburger Wald, dessen Höhen die Ebene im allgemeinen nicht mehr als 200 m überragen, leicht überschritten. Sie haben aber eine Abflußmöglichkeit in nördlicher oder nordwestlicher Richtung natürlich versperrt und müssen die Schmelzwasser weit in das Gebirge hinein aufgestaut haben. Auf diesen zurückgestauten Schmelzwassermassen in den alten Tälern des Rheinischen Schiefergebirges sind wahrscheinlich durch treibendes Eis die vereinzelten nordischen Geschiebe verfrachtet worden, die wir außerhalb des vereisten Gebiets in Gegenden finden, an denen sonst jede Spur von Einwirkungen des Inlandeises fehlt, z. B. im Ruhrtal bei Herdecke, Vollmarstein, Bommern usw.

Ein derartiger Stausee[27]) muß aber noch andere Ablagerungen hinterlassen haben. Diese fehlen wohl auch nicht, sind aber bislang entweder übersehen oder nicht richtig gedeutet worden. Die geologischen Aufnahmen von P. Krusch und mir, südlich und südwestlich von Menden[28]) wurden ganz außerordentlich durch eine Decke von schotterfreiem fluviatilen Lehm erschwert, die in der Waldemei bis zu Höhen von 280 m hinaufstiegt. Sie ist am geschlossensten erhalten auf den sanften Höhen des Flözleeren, fehlt aber auf den viel steileren und meist höheren Bergen des Kulms fast ganz. Hier ist sie von den steileren Hängen sicher wieder abgewaschen, sie fehlt aber auch auf den Kuppen selbst. Dort war sie wohl auch nie vorhanden, da diese Berge den Wasserspiegel des Stausees überragten.

---

[27]) Nachträglicher Zusatz!

[28]) P. Krusch, R. Bärtling, W. Henke, G. Müller und W. E. Schmidt. Blatt Menden der Geol. Spezialkarte von Preußen. Erläuterungen von P. Krusch.

Wir finden sie aber in unregelmäßigen Fetzen auf der Oberfläche des Ober- und Mitteldevons wieder. Auf dem Massenkalk ist ein Teil der Lehmdecke wohl als Rotlehmbildung einer alten Landoberfläche zu deuten. Diese Rotlehmmassen gehen aber ganz allmählich in den verschwemmten Lehm über und ziehen sich dann in gleichartiger Beschaffenheit ohne Rücksicht auf die Zusammensetzung ihres Untergrundes über oberes Mitteldevon, Oberdevon und Flörleeres hin. Solche Reste finden wir außer dem bereits erwähnten auf dem Flörleeren bei Menden, auf dem Mittel- und Oberdevon bei Hemer, Iserlohn, Hagen-Eppenhausen usw. An allen diesen Punkten zieht sich diese Decke höchstens bis 280 m Höhe hinauf.

Ihre völlige Unabhängigkeit von den verschiedensten Gesteinen ihres Untergrundes beweist, daß es sich um eine ganz selbständige Bildung handelt. Mit Talterrassen sind diese Lehmmassen nicht in Zusammenhang zu bringen, da Gerölle fehlen und Andeutungen der Terrassengestalt nicht mehr erkennbar sind. Sie überkleiden gleichmäßig die Hochflächen wie alle sanften Bergformen.

Es ist auffällig, daß diese Massen von fluviatilem Lehm ungefähr bis zu derselben Höhe aufsteigen, in der die Stirn des Inlandeises am Haarstrang lag. Das legt die Wahrscheinlichkeit sehr nahe, daß wir in dieser Lehmdecke, für die sonst kaum eine Erklärung zu finden ist, die Absätze des vom Inlandeise bei Bildung der Ruhr-Endmoränen gebildeten Stausees sehen müssen.

Das Zurückschmelzen des Inlandeises erfolgte im Westen schneller. Es ist daher wahrscheinlich, daß der Essener Lobus das heutige Ruhrtal schneller freigab, als die anderen Eisrandloben. Damit war die Möglichkeit des Abflusses dieses großen Stausees in der Richtung des heutigen Ruhrtales gegeben, zu dessen Ausgestaltung die Wassermassen wohl nicht wenig beitrugen.

Die Abflußverhältnisse wurden erst klarer, als das Eis sich auch von den Höhen des Haarstrangs zurückzog, und auf eine dieser ersten Abflußmöglichkeiten möchte ich die Entstehung des Hellweger Tales zurückführen. Dieses Tal läßt sich am ganzen Nordrande des Haarstrangs entlang bis in die Gegend von Paderborn verfolgen, vereinigt sich aber östlich von Soest mit dem Lippetal. Wahrscheinlich stellt es den Abfluß des großen Senne-Stausees dar, der in einer Periode entstand, bevor sich die Münsterländische Endmoräne gebildet hat. Für diese

Auffassung spricht, daß das Tal, abgesehen von örtlich auftretenden Geröllanhäufungen, die als Reste aufgearbeiteter Glazialablagerungen anzusehen sind, lediglich mit äußerst fein geschlemmten Sand- und Lehmablagerungen erfüllt ist. Die Wassermassen, die dieses Tal durchflossen, müssen also ihr gröberes Material bereits früher irgendwo abgesetzt haben, und zwar wahrscheinlich im Senne-Stausee. Diese Auffassung erklärt auch die von KRUSCH beschriebene Tatsache, daß die nördlichen Talränder häufig niedriger liegen, als die südlichen. Mit der weiteren Öffnung der Austrittsstelle aus dem Senne-Stausee infolge Abschmelzen des Eises verlagerte sich der abnehmende Strom etwas nach Norden und zog sich so allmählich mit dem Sinken seines Wasserspiegels vom südlichen Gebirgsrande zurück, daß er dort Terrassen und schärfere Ränder meist nicht hinterließ.

Erst unterhalb von Herne finden wir wieder etwas gröberc Ablagerungen im Hellweger Tal. Dieses ist darauf zurückzuführen, daß hier wahrscheinlich von Datteln her ein Zusammenhang mit dem breiten Lippetal bestand, durch das im Unterlauf wieder gröberes Material zugeführt wurde.

Das Lippetal stellt ebenso wie das Stevertal einen Abfluß der Schmelzwassermassen der Münsterländischen Endmoräne dar. Durch die Lippe wurden die Schmelzwasser aus der Gegend von Detmold, Mastholte und Beckum abgeführt, während die Stever die Schmelzwasser des Münsterschen Endmoränenbogens sammelte. Auch das Talsystem der Berkel mit seinen breiten Talsandflächen verdankt seine Entstehung wohl den Schmelzwassern der münsterländischen Endmoräne, wahrscheinlich wohl des Neuenkirchener Bogens.

Nach dem Freiwerden der ganzen Münsterschen Tiefebene sammelte dann die Ems die von der Teutoburger Waldendmoräne über die großen Sander im Norden des Münsterschen Beckens zuströmenden Schmelzwassermassen und führte sie nach Nordwesten hin ab. Alle drei Talsysteme stehen also in Zusammenhang mit je einer einzigen Rückzugsphase des Inlandeises. Aus dieser Tatsache erklärt sich wahrscheinlich der Umstand, daß diese Täler über dem heutigen Talboden nur die eine von den glazialen Schmelzwassermassen aufgeschüttete Talterrasse besitzen.

Zum Schluß sei noch darauf hingewiesen, daß E. GEINITZ[29]) sehr weitgehende Schlüsse aus dem Verlauf der

---

[29]) E. GEINITZ a. a. O. Archiv d. Verein. d. Freunde d. Naturwurwissensch. Mecklenburg. **72.** 1919.

norddeutschen Endmoränen zieht. Der parallele Verlauf derselben beweist ihm, daß alle diese Endmoränen nur Rückzugsstadien ein und derselben Vereisung darstellen. Dieser Auffassung kann ich mich durchaus nicht anschließen. Aus dieser Parallelität der Endmoräne geht meiner Ansicht nach lediglich hervor, daß das Zentrum, von dem die Inlandeismassen ausstrahlten, bei allen Vereisungen, die wir in Norddeutschland haben feststellen können, das gleiche war. Wenn das der Fall ist, muß auch die Wirkung annähernd die gleiche sein, nämlich, daß auch die Endmoränen annähernd parallel verlaufen. Vor allen Dingen sind von GEINITZ die äußersten Endmoränen der Vereisung hierbei für die weittragenden, darauf begründeten Schlüsse viel zu wenig berücksichtigt. Die von ihm angenommene Verbindung der Iburger Endmoränen mit den Endmoränen an der Porta und bei Hameln besteht nicht, wie im vorstehenden dargelegt wurde. Das legt aber den Gedanken sehr nahe, daß auch die weitere Forschung uns über manche andere Zusammenhänge noch aufklären wird. Wahrscheinlich bleibt dann auch der von GEINITZ in den späteren Rückzugsstadien wieder erkannte Einfluß des Harzes und Sollings nicht in diesem Umfange bestehen. Hierauf näher einzugehen, muß ich jedoch anderen Geologen überlassen, die das Diluvium jener Gegend genauer kennen. Wenn auch das eine oder das andere Interglazial, wie das von Lauenburg auf schwachen Füßen steht, so bleiben doch noch so viele sichere Interglazialfunde zu widerlegen, daß die hochinteressanten Ausführungen von GEINITZ mich nicht von der Einheitlichkeit der Vereisung haben überzeugen können.

An der Erörterung des Vortrages beteiligen sich die Herren KEILHACK, WOLFF, HAACK, GAGEL, GRUPE und der Vortragende.

Herr **KEILHACK** bemerkte dazu folgendes:

Gelegentlich meiner Arbeiten in der Senne erkannte ich die Terrassensysteme am Westhang des Teutoburger

---

E. GEINITZ: Die neun Endmoränenzüge Nordwestdeutschlands. Zentralblatt für Min. 1916. S. 78

— : Die Endmoränenzüge Mecklenburgs und ihre Bedeutung für die Einheitlichkeit der Eiszeit. Archiv d. Verein. d. Naturwissensch. Mecklenburg. **71.** 1917.

Waldes, die als Senne zusammengefaßt werden, teils als Sanderbildungen, teils als Ablagerungen in einem glazialen Staubecken. Um den zugehörigen stauenden Eisrand zu suchen, unternahm ich einen Vorstoß nach Westen in die Münstersche Bucht, und fand dort bei dem Städtchen Delbrück einen 1—2 km breiten, etwa 15 km langen Rücken, der von Ostenland über Delbrück nach Mühlenheide läuft. Die wenigen Aufschlüsse zeigen einen Ton, der nordische Geschiebe enthält, also wahrscheinlich eine in Lokalfazies entwickelte, durch Kreidetone stark beeinflußte Grundmoräne. Dieser Rücken liegt genau in der östlichen Fortsetzung von WEGNERS Münsterländischer Endmoräne, und würde im Falle seiner Zugehörigkeit zu ihr als Staumoräne anzusprechen sein.

Herr **HAACK** bemerkte darauf folgendes:

Bei den vorjährigen Aufnahmen auf Blatt Iburg lernte ich die vom Herrn Vortragenden erwähnten Sand- und Kieskuppen am Osning zwischen Iburg und Hilter kennen, und schließe mich voll und ganz der Auffassung des Herrn Vortragenden an. Bei Gelegenheit der Begehung des Buntsandsteins in der weiteren Umgebung von Osnabrück stieß ich aber noch auf Spuren einer weiter rückwärts liegenden Eisrandlage, die nördlich von dieser Stadt verläuft. Es sind dies einmal mächtige, fast allseits steilgeböschte kuppige Kies- und Sandhügel, wie sie am Piesberg, besonders schön am Westhang, auftreten, andererseits beträchtliche Blockbestreuungen auf Buntsandsteinhügeln nordwestlich vom Piesberg und südwestlich von Icker. Diese Eisrandlage würde rund 20 km nördlich vom Endmoränenzug am Osning verlaufen. Es liegt nahe, sie mit den Endmoränen an der Porta Westfalica in Verbindung zu bringen, deren Fortsetzung nach Ansicht des Herrn Vortragenden ja in westlicher Richtung zu vermuten ist.

Herr **GRUPE** macht bei der Diskussion folgende Ausführungen: Herr BÄRTLING wies in seinem Vortrage auch auf die ostwärts folgenden Endmoränen des Wesertals, Leinetals und Harzrandes hin, und deutete die Möglichkeit an, daß diese vielleicht mit den rheinisch-westfälischen Endmoränen ein und derselben Rückzugsstaffel der Hauptvereisung angehören könnten. Nun glaube ich aber durch meine Untersuchungen gezeigt zu haben, daß diese glazialen Aufschüttungen des Randgebietes der Vereisung

in Niedersachsen, die übrigens nur im Wesertal und vielleicht z. T. auch im Leinetal (zwischen Freden und Alfeld) als echte Endmoränen anzusprechen sind, nicht einer, sondern zwei verschiedenen Vereisungen, der ältesten und vorletzten, angehören. Das geht aus ihrem Verhalten gegenüber der — der sog. Hauptvereisung zeitlich entsprechenden — Mittleren Flußterrasse des Wesersystems deutlich hervor. Während nämlich die Endmoränen des Wesertals bei Hameln, Kleinenbremen und Steinbergen — die Verhältnisse an der Porta-Endmoräne sind in dieser Hinsicht noch nicht völlig geklärt — in unmittelbare Verbindung mit der genannten Terrasse treten, sich mit ihr verzahnen und schließlich sie überlagern, sind die glazialen Kiese und Sande des Leinetals bei Freden und Alfeld und des Harzrandes im Gebiet zwischen Hildesheim, Gandersheim und Goslar als vor Aufschüttung der Mittleren Terrasse stark denudierte ältere Bildung anzusehen, aus der die Terrasse durch Umlagerung ihre nordischen Bestandteile aufgenommen hat; erst der die altglazialen Kiese und Terrasse gleichmäßig bedeckende Geschiebemergel stellt eine Ablagerung der zweiten Vereisung dar. Daß es sich dabei um zwei selbständige Vereisungen und nicht nur um zwei Etappen ein und derselben Vereisung handelt, glaube ich aus dem Umstande schließen zu dürfen, daß die Terrasse an der Basis ihrer nicht unbeträchtlichen Aufschüttung bei Höxter im Wesertal ein Torflager mit gemäßigter Flora und Fauna führt. Als östliche Fortsetzung der rheinisch-westfälischen Endmoränen möchte ich also zunächst nur diejenigen des Wesertals ansehen.

Herr **K. SCHLOSSMACHER** spricht über

Einige nichtmetamorphe paläovulkanische Eruptivgesteine aus dem Vordertaunus.

Die Grünschiefer am Südrande des rechtsrheinischen Taunus, die L. MILCH[1]), von einem Diabasvorkommen bei Rauental im Rheingau ausgehend, als dynamometamorphe Diabase gedeutet hat, zeigen teilweise, besonders in den sericitreichen, Aktinolith oder ein blaues Amphibolmineral führenden Ausbildungsformen einen derartig von dynamometamorphen Diabasäquivalenten abweichenden Mineralbestand und, wie auch schon L. MILCH hervorhebt, derartig

---

[1]) L. MILCH: Die Diabasschiefer des Taunus. Inaug.-Diss. Berlin 1889.

von Diabas abweichende chemische Verhältnisse, daß die Ableitung von Diabasen in bezug auf ihre Überzeugungskraft auf Schwierigkeiten stößt und die Möglichkeit nicht ausgeschlossen erscheint, daß auch noch andere Gesteine als Ausgangsmaterial für diesen Teil der Grünschiefer in Betracht kommen können. Dem systematischen Absuchen des Gebiets, wie es die Neuaufnahme der Taunusblätter durch Herrn A. Leppla mit sich brachte, und dem jahrelangen Suchen des Verfassers ist es nun gelungen, eine Reihe von Vorkommen aufzufinden, in denen noch recht gut erhaltene, d. h. verhältnismäßig wenig metamorphe Eruptivgesteine vorliegen, die in ihrem Mineralbestand und ihren chemischen Verhältnissen weitaus besser zu den genannten Schiefern als Ausgangsmaterial passen, als die Diabase von Rauental. Die Fundstellen dieser Gesteine (es sind acht Vorkommen) liegen am ganzen rechtsrheinischen Taunusrande zerstreut, zwei auf Blatt Eltville (Walluftal und nordnordöstlich von Hallgarten), eine auf Blatt Wehen-Platte (südlich Naurod), eine auf Blatt Königstein (Rossert) und drei auf Blatt Homburg (Hühnerberg und östlich Kirdorf). Die Gesteine sind nach Mineralbestand und Struktur als Trachyte und Trachyandesite paläovulkanischen Alters, also als Keratophyre und Keratophyrporphyrite zu bezeichnen. Makroskopisch sind es graue, dichte bis feinkörnige Gesteine, die vereinzelte Feldspateinsprenglinge erkennen lassen. Unter dem Mikr. zeigen sie eine meist trachytische Grundmasse von Albit, der den Hauptteil dieser Grundmasse ausmacht. Von femischen Gemengteilen ist nichts mehr erhalten, ihre Umwandlungsprodukte finden sich zwischen den Grundmassefeldspäten eingeklemmt in Form von kleinsten Eisenerzkörnchen (Magneteisen und Eisenglanz) und Chlorit, neben dem spärlich Sericit auftritt. Bei den basischen Typen (K. P.) ist neben oder an Stelle des Chlorits auch Epidot in kleinen, aber nicht sehr zahlreichen Körnchen vorhanden. Stellenweise läßt sich beobachten, daß in demselben Gesteinsvorkommen nebeneinander zwei verschiedene Ausbildungsformen in den Umwandlungsprodukten der femischen Gemengteile auftreten können, indem sich einmal nur Chlorit mit spärlichem Epidot oder ganz ohne solchen findet, das andere Mal nur Epidot mit nur wenig oder ohne Chlorit; beide Mineralien scheinen sich also abwechseln zu können. Von Feldspateinsprenglingen kommt Orthoklas ausschließlich nur in dem Gestein vom Rabenstein östlich Kirdorf bei Hom-

burg vor, er tritt dort teils in primärer, teils in sekundärer (Entmischungs-) Verwachsung mit Albit auf; etwas Orthoklas findet sich außerdem neben Albiteinsprenglingen in dem Gestein des Walluftals. Alle übrigen Vorkommen führen nur Albite als Einsprenglinge, die nach der Untersuchung auf dem FEDOROWschen Universalmikroskop einen ganz geringen Anorthitgehalt haben. Von Interesse ist die Feststellung der Zwillingsgesetze, die an diesen Einsprenglingsalbiten auftreten, es wurden neben Karlsbader und Albitgesetz noch häufig Zwillinge nach dem Manebacher Gesetz und in zwei Fällen auch nach dem Gesetz von la Roc Tourné[2]) beobachtet. In dem Gestein vom Rabenstein bei Kirdorf treten neben den Feldspateinsprenglingen noch Pseudomorphosen in Einsprenglingsform auf, die nach ihrer Form (prismatische und hexagonale neben octogonalen Schnitten) und Mineralausfüllung (reichlich Eisenerz) ehemaligen femischen Einsprenglingen, und zwar Hornblenden neben Augiten zugeschrieben werden müssen. Über die Natur dieser Hornblenden und Augite und des femischen Grundmassenanteils läßt sich leider aus dem mikroskopischen Befund und auch aus den Analysen nichts mehr aussagen. Die Verwitterung und schwache Anzeichen von Metamorphose haben alle Spuren verwischt.

Die Analysen der Gesteine zeigen im allgemeinen trachytischen Charakter, bei geringem (0,75—2,35%) Kalkgehalt ist die Summe der Alkalien (8,38—10,88%) hoch. Kali tritt nur in dem, Orthoklas als Einsprenglinge führenden Gestein vom Rabenstein in ungefähr gleicher Zahl wie Natron auf, sonst herrscht Natron durchaus vor. Die Zahl für Kieselsäure beträgt bei den beiden orthoklasführenden Gesteinen etwa 65%, bei den übrigen rund 55%. Magnesia ist in geringer Menge (0,40—3,58%), Eisen in teilweise recht beträchtlichen Mengen (Fe_2O_3 3,98—10,84%, FeO 0,64 bis 2,54%) vorhanden. Titansäure wurde in einer Menge von 0,70—1,24% und Phosphorsäure von 0,12—0,34% gefunden.

Eine ausführliche Schilderung dieser Gesteine behält sich der Verfasser für einen Aufsatz im Jahrbuch der Geologischen Landesanstalt vor.

Die Niederschrift wird verlesen und genehmigt.

v. w. o.

POMPECKJ. JANENSCH. BÄRTLING.

---

[2]) Vgl. SCHLOSSMACHER, Centralbl. f. Min., Jahrg. 1920.

Bericht der Sitzung vom 4. Februar 1920.

Vorsitzender: Herr POMPECKJ.

Der Vorsitzende eröffnet die Sitzung mit der Mitteilung von dem Ableben der Herren:

Geheimer Bergrat Prof. Dr. G. BERENDT, Abteilungsdirigent der Preuß. Geologischen Landesanstalt a. D. in Schreiberhau,

Unterstaatssekretär a. D. v. ELTERLEIN, Exz., in Hannover,

Geheimer Hofrat Professor Dr. FRANZ TOULA in Wien, und

Geologe Dr. FRITZ HERRMANN in Berlin.

Die Anwesenden erheben sich zu Ehren der Verstorbenen. Herr K. KEILHACK gibt ein Lebensbild des heimgegangenen ältesten Mitgliedes der Gesellschaft, Herrn G. BERENDT.

Der Vorsitzende legt die als Geschenk eingegangenen Druckschriften vor.

Der Gesellschaft wünschen als Mitglieder beizutreten:

Herr stud. geol. WALTER KAUNHOWEN, Berlin-Pankow, Pestalozzistr. 4, vorgeschlagen von den Herren KAUNHOWEN, JANENSCH und POMPECKJ,

Herr stud. geol. WALTER RETTSCHLAG, Bernau (Mark), Börnickerstr. 16,

Herr stud. geol. ERICH STACH, Berlin-Pankow, Wollankstr. 117, beide vorgeschlagen von den Herren DIETRICH, JANENSCH und POMPECKJ,

Herr stud. geol. ARNOLD CISSARZ, Frankfurt a. M., Finkenhofstr. 29, vorgeschlagen von den Herren BORN, J. NAUMANN und R. RICHTER,

Herr Dr. phil. FRITZ GOEBEL aus Witten (Ruhr), zurzeit Broistedt bei Braunschweig, vorgeschlagen von den Herren BURRE, F. HERRMANN und KEGEL,

Frau HANNI MÖLLER (an Stelle ihres verstorbenen Gatten), Berlin W 9, Königin-Augusta-Str. 6, vorgeschlagen von den Herren BÄRTLING, DIENST und PICARD,

Herr Dipl.-Bergingenieur GEORG HARTWIG, Niederschönhausen bei Berlin, Blankenburger Str. 70, vorgeschlagen von den Herren KEILHACK, KRAUSE und PICARD,

Herr konz. Markscheider Dr. W. Köplitz, Herne, Hotel Meinhardt, vorgeschlagen von den Herren Fremdling, Oberste Brink und Th. Wegner,

Herr konz. Markscheider Heinrich Laufhütte in Recklinghausen, Reitzensteinstr. 21,

Herr konz. Markscheider Gustav Fricke in Gerthe bei Bochum,

Herr Oberbergamtsmarkscheider Anton Hamm in Dortmund, Wallrabestr. 13,

Herr Oberbergamtsmarkscheider Ferdinand Pohlschmidt in Dortmund, Liebigstr. 10,

Herr konz. Markscheider Karl Stein, Gelsenkirchen II, Grillostr. 69,

Herr konz. Markscheider Allisat, Mülheim (Ruhr), Uhlandstr. 58, sämtlich vorgeschlagen von den Herren Fremdling, Oberste Brink und Bärtling,

Herr Dr. phil. Schindewolf, Assistent am Geologisch-palaeontologischen Institut der Universität in Marburg, vorgeschlagen von den Herren Blankenhorn, Oppenheim und Wedekind.

Herr **WILH. WOLFF** sprach über

Das Alter der vulkanischen Formation am Nordende des Bosporus.

In seiner Arbeit über die „Grundzüge der Geologie des Bosporus" (Veröffentl. d. Instit. f. Meereskunde an d. Univers. Berlin, Neue Folge A, Heft 4, Sept. 1919) bespricht Walther Penck u. a. die jüngeren Eruptivgesteine, die in Gangform das Devon am Bosporus durchschwärmen, und vermutet für sie ein unter- bis mitteltertiäres Alter. Er setzt sie in Beziehung zu den bei Schile, östlich vom Bosporus, an der Schwarzmeerküste „in Schichten der Kreide und des Eocäns aufsetzenden andesitischen Massen", von denen er sodann sagt, sie seien „jünger als Nummulitenschichten und älter als Neogen" und gehörten zum gleichen System wie die andesitischen Lavamassen am Südrand des Golfs von Ismid; diese wiederum sollen in ursächlichem Zusammenhang mit tektonischen Linien stehen, „deren Anlage vermutlich ins Oligocän zurückreicht". Das ist, wie man sieht, ein recht labiles Gleichgewicht von Altersbeziehungen. Im Ganzen knüpft W. Penck an die älteren Autoren an, die seit Tchihatchefs Zeiten die Bosporuseruptive für tertiär ansehen.

Indessen finden sich schon in der älteren Literatur Nachrichten, die zu dieser Auffassung nicht passen. TCHIHATCHEF selbst führt eine Beobachtung des französischen Forschungsreisenden HOMMAIRE DE HELL[2]) an, daß in der Nähe von Kilia am Schwarzen Meer, einige Meilen westlich des Bosporus, zwischen Laven der dort mächtig ausgedehnten Andesitformation Kalksandstein mit Kreidefossilien vorkäme. Er sucht diese ihm unbequeme Beobachtung auf eine Etikettenverwechslung der Belegstücke zurückzuführen, obwohl sich unter dem HELLschen Material, das VISQUENEL bekannt gab, auch eine kleine Profilskizze des Fundorts befand. Bestärkt mag TCHIHATCHEF in seiner Anzweiflung des Vorkommens durch den Umstand sein, daß es VISQUENEL nicht gelang, dasselbe wiederzufinden. HELL selbst war schon zur Zeit jener Veröffentlichung tot.

Im Sommer 1918 habe ich gelegentlich einer Aufnahme des Braunkohlenbeckens von Ajasma—Bekleme erneut nach der fossilführenden Kreide von Kilia gesucht. Da mir aber nur das kurze Zitat TCHIHATCHEFS ohne VISQUENELS Ortsbeschreibung zur Hand war, vermochte ich sie ebenfalls nicht zu finden. Dagegen stieß ich, der Herkunft eines nicht devonischen Kalksteins nachgehend, der im Dorfe Demirdjiköi, 2½ km südöstlich von Kilia, zum Bau eines Hauses verwendet wurde, auf fossilführende Kalkeinlagerungen in den vulkanischen Tuffen am Wege von Jerliköi nach Kilia, ungefähr 500 m von ersterem Landgut entfernt. Die Fauna bestand aus Zweischalern und Brachiopoden. Einmal auf diese Einlagerungen aufmerksam geworden, fand ich sie nun auch bei Skombriköi und ganz besonders an der Ostseite des Kum-Dere nördlich des Weges von Skombriköi nach Domusdere (Gümüschdere). An dieser letzteren Stelle sind Mergel- und Kalksteinlagen den Tuffen ganz regelmäßig eingefügt. Ich fand in ihnen zahlreiche winzige Seeigel, ferner Brachiopoden und Gastropoden, und vor allen Dingen zwei Bruchstücke von Belemniten. Leider ist mein ganzes Material auf dem Transport durch Ungarn geraubt worden. Ich kann also, da eine Fossilbestimmung nicht stattgefunden hat, nur erklären, daß die vulkanische Formation dieser Gegend älter als tertiär sein muß. D'ARCHIAC

---

[1]) P. DE TCHIHATCHEF, Le Bosphore et Constantinople, Paris 1864.

[2]) VISQUENEL, Sur le voyage de Constantinople à Hispahan, par HOMMAIRE DE HELL. Bulletin de la Soc. géol. de France, t. **2**, 2ème série, 1849/50, Paris 1850, S. 504.

bestimmte aus HELLS Belegstücken den *Pecten quadricostatus* Sow. und eine *Exogyra*, ähnlich der *E. plicata* GOLDF., und leitete daraus ein senones Alter ab; es scheint mir zweckmäßig, diese Altersbestimmung einstweilen beizubehalten.

Man käme dann zu einer Vereinigung der vulkanischen Formation am Nordende des Bosporus mit der großen Kreidezone, die an der kleinasiatischen Schwarzmeerküste entlang streicht und nach FLIEGELS[3]) Untersuchung schon in der Umrandung der Kohlengegend von Eregli aus Andesit, Tuff und fossilführenden Meeressedimenten besteht. Am Bosporus treten nur die nichtvulkanischen Sedimente stark gegen die vulkanischen zurück.

Der Raum, den diese Zone auf thrazischer Seite einnimmt, ist durch Verwerfungen gegen das alte Devongebirge abgegrenzt. Von Kilia westwärts legen sich außerdem tertiäre Schichten auf die vulkanische Formation, die aber weit über Kissir Kaja, Ajasma und Bekleme hinaus als Liegendes des Tertiärs nachweisbar ist und, wie schon VISQUENEL beobachtet hat, beim Kap Kara Burun bei Derkos Brandungsgerölle in das dortige marine Tertiär (nach VISQUENEL Eocän) abgegeben hat. Offenbar hat die vulkanische Formation in alter Zeit das Devon der Umgebung von Konstantinopel weithin bedeckt und ist erst durch Erosion davon beseitigt. Die von W. PENCK besprochenen Eruptivgänge im Devon sind die zu den vormaligen Decken gehörigen Spaltenfüllungen. Der großen, annähernd der Küste parallelen Verwerfung ist die Erhaltung desjenigen Deckenteils zu verdanken, der auf dem zum Schwarzen Meere abgesenkten Devonstreifen heute noch ruht.

Herr G. FLIEGEL berichtet

„Über kretazische Deckenergüsse im Pontischen Küstengebirge Kleinasiens“.

Als ich in der Februarsitzung des vergangenen Jahres an dieser Stelle „Über Karbon und Dyas in Kleinasien — nach eigenen Reisen“[1]) sprach, habe ich Gelegenheit genommen, mich auch mit einigen Worten über die das Steinkohlenbecken von Eregli allseitig begrenzenden Kreide-

[3]) G. FLIEGEL, Über Karbon und Dyas in Kleinasien. Diese Zeitschr., Bd. **71**, 1919, Monatsber. 1—4, S. *3*.

[1]) Diese Zeitschr., Bd. **71**, 1919, B., S. 2.

ablagerungen zu äußern. Ich sagte damals: „Im Westen grenzen die Karbonschichten an jüngere Bildungen, an eine flach liegende, aus Andesit und vulkanischen Tuffen bestehende Decke, die im Hinterlande von Eregli weit verbreitet ist und sich allem Anschein nach um das ganze Karbonbecken bis hin zum unteren Filiasfluß herumschlingt. Diese Decke hat senones Alter, denn ich fand in ihren Tuffen unter eifriger Mitwirkung von Herrn Bergreferendar SCHRÖDTER — meines Reisebegleiters, des Herrn Dr. SEITZ, hatte ich einleitend gedacht — reiche Faunen mit *Inoceramus balticus* und *Ananchytes ovata*; auch ist sie stellenweise von senonen Mergeln überdeckt."

Es lag außerhalb des Rahmens jenes Vortrages, des näheren auf die stratigraphischen Verhältnisse der Kreide des pontischen Küstengebietes und auf die allgemeinere Bedeutung der dort nachgewiesenen kretazischen Andesitdecken einzugehen. Die heutigen Mitteilungen von Herrn WOLFF sind mir aber ein willkommener Anlaß, etwas mehr darüber zu sagen, und das um so mehr, als die Frage für erhebliche Gebiete Kleinasiens von Belang ist.

Dafür müssen wir uns zunächst darüber klar sein, welche gewaltige Ausdehnung im Oberflächenbilde Anatoliens vulkanische Massenergüsse haben. Sie prägen sich im Trockengebiet des Landesinnern als besonderer Landschaftstyp mit ihren schroffen dunklen Felswänden, den steinbesäten, kahlen Hängen, der Wasserarmut, der bis zur Trostlosigkeit gesteigerten, an die Felswüste gemahnenden Vegetationsarmut aus. Ungeheuerliche Ausdehnung haben sie in den östlichen Teilen des Landes, in Armenien, indem zahlreiche Decken von gewaltiger Ausdehnung sich von der Küste des Schwarzen Meeres bis zum Wan-See und weiter südwärts bis nach Diarbekr und Urfa erstrecken. Die Deckenergüsse zwischen Trapezunt und Erzerum erreichen 1400 m Mächtigkeit, und FRECH spricht von einem der gewaltigsten Eruptivgebiete der Erde. Ein zweites, im Vergleich hierzu bescheidenes Deckengebiet ist die Umgebung des Erdjias, des Mons Argaeus der Alten. Er ist zwar als vereinzelter, in die Region des ewigen Schnees aufragender Vulkanberg der inneren Hochfläche Kleinasiens aufgesetzt, gehört aber einer aus massigem Andesit, aus Laven und Tuffen bestehenden, viele Hunderte von Metern mächtigen vulkanischen Decke an, deren ununterbrochene Erstreckung ich nach meinen wiederholten Querungen auf etwa 160 km in Nordost-, auf 100 km in Nordwestrichtung angeben kann.

Nördlich von Angora haben wir das von LEONHARD eingehend beschriebene, von MILCH petrographisch bearbeitete Galatische Andesitgebiet[2]), das etwa halb so groß wie das vorgenannte sein mag. Sehr ausgedehnte, zusammenhängende vulkanische Flächen weist noch der Nordwesten Kleinasiens bis an die Dardanellen und das Marmarameer heran auf. Die Teile des Landes, welche völlig frei von solchen Eruptivdecken sind, sind recht beschränkt.

Für den Forscher sind alle diese, ganz überwiegend andesitischen Massenergüsse eine sehr unerfreuliche Erscheinung, denn sie verhüllen die Schichtgesteine, sie machen jede Stratigraphie und damit auch die Erschließung des Gebirgsbaues unmöglich. Um so mehr wird man ihr Alter und damit ihre stratigraphische Stellung zu ergründen suchen.

LEONHARD sagt von der galatischen Andesitmasse, daß sie jünger als Mitteleocän und älter als Obermiocän sei, und PHILIPPSON[3]) hat das tertiäre Alter der Decken seines weiten westanatolischen Forschungsgebietes dargelegt.

Ich will im folgenden das Alter der Massenergüsse im Pontischen Küstengebirge behandeln. Dabei ist es mir überaus schmerzlich, in der Darstellung fast ganz auf meine Tagebücher angewiesen zu sein und keinerlei Belegmaterial vorweisen zu können; alle meine reichen Sammlungen aus dem Jahre 1918, die ich noch vor dem Zusammenbruch nach Deutschland in Marsch gesetzt hatte, sind nahe bei Budapest meuternden ungarischen Soldaten in die Hände und damit der Revolution zum Opfer gefallen. —

Die den Golf von Eregli nach Norden abschließende und vor den gefürchteten Nordwinden schützende Halbinsel — vermöge dieser Halbinsel ist Eregli einer der ganz wenigen Naturhäfen der anatolischen Nordküste — ist, wie wir bei einem Ritt quer über die Wurzel dieser Halbinsel, von Eregli nach Burundjuk (siehe die KIEPERTsche Karte, Blatt Zafaramboli, A 3!), sahen, in der Hauptsache aus massigem, vielfach wunderbar großkugelig verwitterndem

---

[2]) R. LEONHARD: Geologische Skizze des Galatischen Andesitgebietes. Neues Jahrb. f. Min., B. B. 16, 1903, S. 99. — L. MILCH: Die Ergußgesteine des Galatischen Andesitgebietes. Ebenda, S. 111. — R. LEONHARD: Paphlagonia, S. 180. Berlin 1915.

[3]) A. PHILIPPSON: Vgl. neben zahlreichen Einzelangaben in seinen „Reisen und Forschungen im westlichen Kleinasien" die Schlußfolgerungen im Handbuch der regionalen Geologie, Kleinasien, S. 22, 1918.

Andesit aufgebaut. Diese Decke setzt sich, wie ich später beim Marsch aus dem Inneren ins Kohlenbecken zur Grube Kandilly feststellte, nach Osten in die mächtige vulkanische Masse des Belen Dagh fort, der außer aus massigem Andesit aus grobkörnigem Andesittuff und immer wiederkehrendem, kornlosem, feinschichtigem Tonstein, dem „Argilolite" RALLIS, also wohl auch einem vulkanischen Tuff, besteht. Der ganze, mächtige Gebirgsrücken überragt weithin die Gegend und begrenzt die von Eregli nach Osten sich ins Land hinein erstreckende Senke nach Norden.

Eregli selbst liegt, wenigstens zum Teil, ebenfalls auf Andesit, und es war mir gleich bei der Ankunft hochinteressant, unter der Führung des damals dort im Manganerzbergbau tätigen Bergreferendars SCHRÖDTER den Burgberg kennenzulernen, dessen Sockel aus massigem, klotzig abgesondertem und vielfach kugelig verwitterndem Andesit besteht. Eingeschaltet sind weniger feste, mehrere Meter starke Lagen eines körnigen Tuffs, die durch weit in den Berg hineinführende flache, offenbar künstlich geschaffene Höhlungen besonders kenntlich sind. Da die Schichten mit einer Neigung von weniger als 20° gegen das Meer hin einfallen, die liegende Begrenzung eben ist, und der massige Andesit ein festes Dach bildet, dienen sie als Schafställe. Bei der griechischen Bevölkerung der Herkulesstadt sind sie der sagenhafte Eingang zur Unterwelt. Das Hangende der vulkanischen Decke und damit der Rücken des langgestreckten Berges, auf dem sich die mächtigen, aber sonst kaum bemerkenswerten Ruinen der Burg erheben, wird von einem festen, dünnplattigen, lichten Mergel von auffällig rötlicher Farbe gebildet; Versteinerungen waren in ihm nicht zu finden.

In dem flachen Hügelland der Senke von Eregli selbst steht der Andesit und andesitische Tuffe im Untergrund, wie es scheint, allgemein an. Die Manganerzgrube Kepez, 5 km nach Südosten landeinwärts von Eregli, nahe an der Straße nach Deverek gelegen (die KIEPERTsche Karte versagt hier völlig), befindet sich, wie auch mehrere andere, dort während des Krieges in Betrieb genommene Manganerzgewinnungen im Hügelland dieser Senke, dort, wo die Andesitberge des südlichen Randes wieder stärker ansteigen. Das mehrere Meter mächtige Manganerzlager nimmt hier, wie auch sonst in dem Gebiet — ohne daß ich darauf jetzt des näheren eingehe —, eine durchaus gesetzmäßige Position an der Grenze von massigem Andesit und Andesittuff ein.

Es liegt dem Andesit auf und wird von Tuff überlagert, der zumeist völlig zu rotem, fettem Ton verwittert ist, aber die porphyrische Struktur in einzelnen Lagen immer wieder sehr schön erkennen läßt. Daneben findet sich stellenweise der Tuff auch so gut wie unverwittert. Das Erzlager ist ausgezeichnet geschichtet, der ursprünglich fein verteilte Erzgehalt des Tuffs ist nahe seiner Basis angereichert und so bauwürdig geworden. Über dem Tuff stellt sich an der Grube Kepez derselbe rosafarbene dünnplattige Mergel, wie auf dem Burgberg von Eregli ein, ein Horizont, den ich kurzweg Burgbergschichten genannt habe. Alle Schichten fallen mit geringer Neigung gemeinsam nach dem Inneren der Senke zu ein.

An dem etwas weiter landeinwärts gelegenen Manganerzvorkommen Bojalük ist das Erzlager und mit ihm der massige Andesit von hellem, unverwittertem Tuff, in dem Herr Seitz einen Seeigel fand, und von den Burgbergschichten überlagert.

Nördlich von Kepez, also inmitten der Senke von Eregli, treten sodann flach geneigte Sandsteine mit kiesigen und grobkiesigen Bänken und mit eingeschalteten Tuffstreifen auf. Sie bilden das höhere Hangende der bisher beschriebenen Schichten und führen eine reiche Fauna mit *Inoceramus balticus*, gehören also dem Senon an. Ebenso fand sich Fauna in einem plattigen, körnigen Tuff und in einem plattigen, lichten Mergel, beide nahe beieinander an der Wasserscheide dort, wo die Straße nach Deverek zum Gylydsch Su hinabführt, endlich eine besonders reiche Senonfauna in 13 km Luftlinie von Eregli im Straßeneinschnitt hinter Suliman Bey in einem wunderbar kugelig verwittertem Andesittuff. Gleich dahinter, immer am Wege nach Deverek der Kiepertschen Karte, tritt Andesit auf, der über Kyzyldsche Punar, wo die Senke aushebt, anhält. Er wird unvermittelt von weißem, fast feuersteinfreiem Kreidemergel mit einer besonders an Inoceramen und Seeigeln reichen Senonfauna — *Ananchytes ovata* und *Inoceramus balticus* habe ich im Tagebuch vermerkt — abgelöst. Der Weg ist bei der Querung dieses in weiter Fläche verbreiteten Senons allmählich bis zu 290 m angestiegen. Beim Abstieg stellt sich wiederum Fauna in vulkanischem Tuff und weiterhin bis Abdul Melek, 35 km Weges von Eregli, ein wiederholter tektonisch bedingter Wechsel von Kreidemergel und Andesit ein. In der weiteren Umgebung dieses Ortes liegt die Schreibkreide überall in lappenartigen Resten auf der Andesitdecke.

Das Ergebnis fasse ich dahin zusammen, daß im Hinterland von Eregli in großer Flächenausdehnung eine mächtige vulkanische Decke verbreitet ist, deren Glieder Andesit und Andesittuffe sind. Der Tuff führt an einer Reihe von Stellen eine senone Fauna. Im Hangenden treten außerdem normale senone Sedimente, besonders Kreidemergel, mit reichen Faunen auf[4]. Die Lagerung ist flach und steht in Gegensatz zu den in dem weiteren Gebiet, speziell im Kohlenbecken von Heraklea, entwickelten Schichten der Unteren Kreide, die gefaltet und meist steil gestellt ist. Auch durch die Lagerung ist also das Alter der vulkanischen Decke nach unten festgelegt. Sie ist, weil von der Faltung nicht betroffen, jünger als die Unterkreide.

Daß diese vulkanische Decke weit nach Osten entlang dem Südrande des Kohlenbeckens von Heraklea zu verfolgen und am unteren Filiasflusse, also am Ostende des Beckens, wieder zu finden ist, wo sie ebenfalls in naher Berührung mit senonen Kreidemergeln steht, deutet auf eine allgemeinere Verbreitung der Erscheinung hin.

Der Gegensatz zwischen flach liegendem Senon und gefalteter und steil stehender Unterkreide ist auch sonst im Pontischen Küstengebirge verbreitet. Er läßt sich kurz dahin festlegen, die Diskordanz zwischen Unter-

---

[4]) Die Angabe bei Philippson (Handbuch der regionalen Geologie, Kleinasien, S. 14 u. 63) und ebenso bei Leonhard (Paphlagonia, S. 174), daß bei Eregli die Obere Kreide aus Flyschsandstein mit Inoceramus und Neithea quadricostata, konkordant auf der Unterkreide, bestehe, befindet sich hiermit nur in scheinbarem Widerspruch. Sie beruht auf einer Mitteilung von Douvillé (Sur la constitution géologique des environs d'Héraclée. Comptes rendues Acad. sc. Paris, 122, 1896), der dort die Schichtenfolge der Kreide im Deckgebirge des Steinkohlenbeckens auf Grund der von Ralli gesammelten Faunen beschreibt. Das jüngste Glied dieser im wesentlichen zur Unteren Kreide gehörenden Schichtfolge ist nach den angeführten beiden Versteinerungen „peut-être déjà“ als Cenoman anzusprechen; dieses demnach noch fragliche Cenoman befindet sich in Konkordanz mit der Unteren Kreide. Darüber erst würde die von mir festgestellte innerkretazische Diskordanz folgen, und speziell bei Eregli selbst, also westlich vom Kohlenbecken, besteht die Kreide neben untergeordneten Sandsteinen aus Kreidemergeln des Senons nebst mächtigen andesitischen Deckenergüssen und den dazugehörenden Tuffen. Die versteinerungsreichen, schwebend gelagerten Sandsteine bei Tchihatchef, Asie Mineure, Géologie II, S. 72, scheinen ebenfalls Senon zu sein.

und Oberkreide fällt viel mehr ins Auge als diejenige zwischen Steinkohlengebirge und Unterkreide. Ein schönes Beispiel hierfür bietet die Küstenkette bei Amasra, 100 km östlich von Eregli: Unmittelbar am Meer steht über dem Sandstein des Produktiven Karbons halbkristalliner, klotziger Kalk, mit zahlreichen, großen Muscheldurchschnitten, an, wohl sicher Requienienkalk; jedenfalls paßt er nach allen meinen anatolischen Erfahrungen in die jüngere Kreide einfach nicht hinein. Zudem befindet sich im Geologischen Landesmuseum in Berlin eine schöne, sorgfältig bezettelte Fauna von Amasra, die allem Anschein nach von dem bisher einzigen wissenschaftlichen Besucher des Gebiets, von SCHLEHAN[5]), herrührt, und die eine typische Urgonfauna ist. Das Fallen wechselt, es ist teils see-, teils landwärts gerichtet. Daneben treten blaue, dunkle, sandige Tonmergel auf, die sehr an die Marnes du Midi des Beckens von Zonguldak[6]) erinnern und dort eine Fauna des Albien führen. Diese danach nicht wohl anders denn als Untere Kreide aufzufassenden Schichten werden beim weiteren Anstieg von darüber hinweggreifenden, wesentlich flacher gelagerten, nur ausnahmsweise bis zu 30° einfallenden Konglomeraten und sodann von grauen Mergeln und knolligen Kalken der Gosaukreide überdeckt. Es folgen, wie die vorangegangenen Ablagerungen der Oberen Kreide flach landwärts fallend, blaßrote Kreidemergel gleich denen des Burgberges von Eregli. Ein der Küste paralleler Bruch scheidet diese Schichtenfolge von der darüber als Kamm aufragenden, steilwandigen Trachytdecke mit ihren prächtigen Einsprenglingen von Sanidin. Beim Abstieg auf der Südseite des Kammes nach Bartin treten Kreidemergel wiederholt im Hangenden von Trachyt und Trachytlava auf, wobei die Wiederholung keine Wechsellagerung sein dürfte, sondern wohl durch Staffelbrüche hervorgerufen ist. Bestimmt gehört auch hier eine vulkanische Decke der Oberen Kreide an.

Noch weiter östlich habe ich gleiches nicht wieder beobachtet, obwohl ich das Pontische Küstengebirge bis hin nach Sinob wiederholt gequert habe. Vulkanische Decken

---

[5]) SCHLEHAN: Versuch einer geognostischen Beschreibung der Gegend zwischen Amasry und Tyrla-asy an der Nordküste von Kleinasien. Diese Zeitschr., **4,** 1852, S. 96.

[6]) G. RALLI: Le Bassin houiller d'Héraclée. Annales de la Société géologique de Belgique, **23,** 1895/1896, S. 151.

haben hier sehr viel bescheidenere Verbreitung. Jedenfalls muß dahingestellt bleiben, ob der Hornblendebasalt von Sinob, der die kleine, mit dem Land durch eine schmale Nehrung verbundene tafelartige Halbinsel im Osten der Stadt aufbaut und von einem wohl jungtertiären, flachliegenden Kalk überdeckt ist, wirklich kretazisch ist, wie man früher in falscher Deutung der jungtertiären Deckschicht gemeint hat[7]). Es sei hinzugefügt, daß die große, so auffällig ins Meer vorgeschobene Sinobhalbinsel keine der Abtragung durch die Meeresbrandung entgangene vulkanische Decke ist, als welche sie die geologischen Karten darstellen, sondern eine aus den gleichen, schwebend gelagerten Kalken bestehende, ins Meer nicht hinabgesunkene Scholle. Sie hebt sich als flaches Hügelland auch morphologisch prächtig von der hoch aufragenden Küstenkette des Pontischen Gebirges ab. Der Randbruch des Gebirges fällt also hier ausnahmsweise einmal nicht mit der Küste zusammen, sondern scheidet die vorgelagerte jungtertiäre Tafel von dem gefalteten Kreidegebirge.

Aus dem nach Osten sich anschließenden ostpontischen Gebiet, d. h. aus dem Gebirge jenseits der Mündung des Jeschil Yrmak, aus dem Küstengebiet von Ordu, Kerasunt und Trapezunt liegen uns nun, besonders durch die Reise von Kossmat[8]), eine Reihe weiterer wichtiger Beobachtungen vor:

Es ist bekannt, daß zwischen Trapezunt und Erzerum an der Nordabdachung des Pontischen Gebirges Augit- und Hornblendeandesite in mächtigen Decken, wechsellagernd mit vulkanischen Tuffen, mit Mergeln und unreinen Kalken, nach der See zu fallend, auftreten, während granitische und dioritische Gesteine die Kammregion aufbauen. Solche basische Laven beobachtete auch Kossmat in den verschiedensten Teilen der Nordabdachung des Küstengebirges, daneben saure Deckengesteine (Dazite) in den tieferen Teilen der Schichtfolge. Dazu fand er versteinerungführende Oberkreideschichten in verschiedenen Gebieten innerhalb der Eruptivmassen. Zudem treten nach ihm in den Geröll-lagen der Oberen Kreide Gerölle von Augitandesiten und

---

7) Vgl. hierzu: D. Brauns: Sinope. Zeitschr. allgem. Erdkunde, N. F. 2, 1857, S. 27—33. — Tchihatchef: Asie Mineure. Géologie I, S. 114—117.

8) F. Kossmat: Geologische Untersuchungen in den Erzdistrikten des Vilajets Trapezunt, Kleinasien. Mitteil. d. geolog. Gesellsch., Wien, Bd. **3**, 1910, S. 214.

Daziten auf, anderseits wurden vererzte Schollen von Requienienkalk schwimmend in der Eruptivdecke gefunden, so daß damit das Alter der vulkanischen Ausbrüche auch nach unten zu, ihr Beginn in der jüngeren Kreidezeit mit ziemlicher Sicherheit festgelegt erscheint.

FRECH, der sich seinerzeit lebhaft für das tertiäre Alter der Gesamtheit der vulkanischen Erscheinungen des ostpontischen Gebietes eingesetzt hatte, weil bei Ordu versteinerungsreiche, senone Kreidemergel an der Basis der vulkanischen Deckenserie auftreten, und weil dort anderswo eocäner Flysch mit vulkanischen Tuffen wechsellagert, sieht in den von KOSSMAT nachgewiesenen kretazischen Eruptionen nur geringfügige Vorläufer, deren „Unerheblichkeit nicht dem geringsten Zweifel unterliegt"[9]).

Ich bin weit entfernt, für das ostpontische Gebiet oder überhaupt für Anatolien bestreiten zu wollen, daß ein großer und vielleicht sogar der Hauptteil der vulkanischen Massenergüsse sich in der Tertiärzeit abgespielt hat; eine nacheocäne Andesitdecke habe ich selbst von Amassia beschrieben[10]). Wenn wir aber die Erscheinungen des ostpontischen Gebietes im Zusammenhang mit den im vorstehenden angeführten neuen Beobachtungen betrachten, so kann man meines Erachtens nicht gut anders, als in den vulkanischen Decken der Oberen Kreidezeit doch eine allgemeinere und bedeutsamere Erscheinung erblicken: Vom Bosporus bis über Trapezunt hinaus sehen wir an zahlreichen Stellen, immer wieder dort, wo vulkanische Decken mit Kreideschichten in Berührung treten, die Decken von Senon überlagert. Es sind untermeerische Ausbrüche aus der Zeit während oder bald nach der jungkretazischen Transgression. Zweifelhaft ist bei dieser Sachlage nur das eine, ob diese ältere Ausbruchszeit auf eine große Ostwestzone, entlang dem heutigen Pontus, beschränkt war, oder ob sie nicht vielmehr auch für das übrige Anatolien in der Weise Geltung hat, daß den tertiären vulkanischen Ausbrüchen in weiten Gebieten eine vulkanische Periode der Oberkreidezeit vorangegangen ist. Von einer generellen Entstehung der ana-

[9]) F. FRECH: Geologie Kleinasiens. Diese Zeitschr., **69**, 1916, A., S. 301.

[10]) G. FLIEGEL: Über Karbon und Dyas in Kleinasien A. a. O., S. 11.

tolischen Massenausbrüche im Tertiär kann in Zukunft nicht mehr die Rede sein, und überall dort, wo sich das tertiäre Alter nicht aus dem Schichtverband ergibt, muß die Möglichkeit eines kretazischen Alters geprüft und ins Auge gefaßt werden.

An der Besprechung der beiden Vorträge beteiligen sich die Herren OPPENHEIM, POMPECKJ und die beiden Vortragenden.

Herr **OPPENHEIM** betont, daß es durchaus noch nicht ausgemacht sei, ob der Flußlauf, der Dardanellen und Bosporus geschaffen hat, im Südwesten, also im Bereich der Ägäis, oder im Nordosten aus dem Gebiet des Pontus seinen Ursprung genommen habe. Der erste Bearbeiter dieser Frage, v. HOFF[1]), hat sogar letztere Eventualität ausschließlich ins Auge gefaßt, und in neuerer Zeit haben sich PHILIPPSON[2]) und CVIJIC[3]) mehr oder weniger entschieden auf denselben Standpunkt gestellt, im Gegensatz z. B. zu R. HÖRNES[4]), welcher mehr für den Abfluß vom ägäischen Festlande her eingetreten ist. Nun ist in neuester Zeit durch sehr überraschende Funde im südlichen Mazedonien, über welche teils schon berichtet wurde, teils noch zu berichten sein wird, das Gewicht der Gründe, welche gegen die Ableitung des alten Flußlaufs von Südwesten her sprechen, zweifellos sehr bedeutend verstärkt worden. Es läßt sich nachweisen, daß ein Meer von verhältnismäßig bedeutender Tiefe, ganz normalem Salzgehalt und der bekannten mediterranen Fauna noch während des Pliocäns in diesem nördlichen Teil des ägäischen Bereichs vorhanden war, und da auch im Süden das Mittelmeer ziemlich weit in die ägäische Landmasse eindringt und diese sich außerdem aller Wahrscheinlichkeit nach in verhältnismäßig geringer Höhe befand, so erscheint es, zum mindesten gesagt, sehr unwahrscheinlich, daß ein hier entspringender Fluß seine Abwässerung bis zum Pontus hindurchführte unter so starker Erosion in seinem Unterlauf.

---

[1]) K. E. A. v. HOFF, Geschichte der durch Überlieferung nachgewiesenen natürlichen Veränderungen der Erdoberfläche, I, 1822, S. 105—144.

[2]) Bosporus und Hellespont. HETTNERS Geographische Zeitschrift, IV, 1898, S. 16—26.

[3]) Grundlinien der Geographie und Geologie von Mazedonien und Altserbien. PETERMANNS Geographische Mitteilungen, Ergänzungsheft 162, S. 374—392.

[4]) Die Bildung des Bosporus und der Dardanellen. Sitzungsber. Wiener Akad. M. N. A. CXVIII, 1, S. 693—758.

Herr OPPENHEIM ist gern bereit, die Folgerungen der Herren WOLFF und FLIEGEL anzuerkennen und mit ihnen den soeben besprochenen eruptiven Vorkommnissen bei Konstantinopel und im nordwestlichen Kleinasien ein kretazeisches Alter zuzuweisen; für das ostpontische Gebirge steht im übrigen schon PHILIPPSON[5]) auf diesem Boden. Es muß aber betont werden, daß diese Resultate nicht zu stark verallgemeinert werden dürfen. PHILIPPSON hat auf seinen Reisen mit Sicherheit nachgewiesen und dies a. a. O. zusammenfassend betont, daß ein großer Teil der Trachyte und Andesite Kleinasiens während des Neogens hervorgedrungen sind; die kleinen Vulkane der Katakekaumene bei Kula sind wie diejenigen Südlykaoniens quartär und die Tätigkeit des Argaios reicht sogar bis in die historische Gegenwart hinein.

Sehr interessant ist es, daß Herr FLIEGEL Gelegenheit gehabt hat, im Tertiär von Sinope zu sammeln. Das genaue Alter dieses Fundpunktes ist noch immer ungewiß, trotzdem schon aus der Mitte des verflossenen Jahrhundert Mitteilungen von W. J. HAMILTON[6]) wie von BRAUNS[7]) darüber vorliegen. Aus diesen sich teilweise widerstreitenden[8]) Daten ist es aber unmöglich, sich ein klares Bild darüber zu machen, welches Alter das dortige Tertiär besitzt und welche Faunenelemente es einschließt, und so hat dann auch ANDRUSSOW[9]) sich über diesen Punkt meist ziemlich unbestimmt geäußert und allem Anschein nach keine Materialien von dort in Händen gehabt, trotzdem man dies bei der verhältnismäßigen Zugänglichkeit des Ortes[10]) a priori

---

[5]) Kleinasien. Handbuch der regionalen Geologie, I, 2, 1918, Seite 22.

[6]) Observations on the Geology of Asia minor, referring more particulary to portions of Galatia, Pontus and Paphlagonia, Quat. Journ. V, 1849, S. 362 ff.; vgl. S. 375.

[7]) Über Sinope, Zeitschr. f. allgem. Erdkunde, N. F. 24, 1857, S. 27—34.

[8]) HAMILTON spricht bei Sinope von der Araalo-Caspian-Formation" mit Cyrenen und Cardien, BRAUNS von einer Schicht von „Astreen“, was wohl die Folge eines hier besonders ärgerlichen Druckfehlers sein dürfte und wofür wohl „Ostreen“ gesetzt werden muß.

[9]) Vgl. z. B. „Die südrussischen Neogenablagerungen“, eine kurze Übersicht, Verh. k. mineralog. Ges. zu St. Petersburg, II, 36, 1899, S. 160.

[10]) Die gleichen Tertiärablagerungen sollen übrigens nach HAMILTON a. a. O. auch weiter östlich im Westen von Trapezunt bei Platani auftreten.

hätte erwarten sollen. Die Aufklärung dieses Punktes ist wichtig für die Geschichte des Schwarzen Meeres und für den Umfang, welchen es in einer gegebenen Zeitperiode nach Süden erreicht hat.

Herr H. **HESS VON WICHDORFF** spricht sodann

Über den Nachweis von Spuren alter Flußläufe in Höhlen im westlichen Thüringer Wald.

Die Höhlenforschung hat bisher vorwiegend diluvialpaläontologischen und vorgeschichtlichen Zwecken gedient. Auf rein geologischem Gebiete sind die Höhlen bisher auffallend vernachlässigt worden. Aber gerade die Höhlen scheinen berufen, dem Geologen in manchen Fragen wichtige Nachweise und Erkenntnisse zu liefern, besonders da, wo die Erosion im Gebirge inzwischen ganze Schichtenglieder zerstört hat und nur noch die Höhlen mit ihren alten Flußschottern und Kiesen von ihrem ehemaligen Vorhandensein sicheres Zeugnis ablegen. Es handelt sich hier nicht um abgeschlossene Untersuchungen über den Verlauf präglazialer und diluvialer Flüsse Thüringens, vielmehr nur um eine Anregung, bei derartigen Arbeiten besonders auch die Aufschlüsse in den Höhlen heranzuziehen.

Am Nordabhang des nordwestlichen Thüringer Waldes erhebt sich unweit von Bad Thal bei dem in einer Meereshöhe von etwa 340 m gelegenen Dorfe Seebach das hohe bewaldete Bergmassiv der Wartberge, steil ansteigend bis zu einer Höhe von 554 m. Schon von weitem gesehen offenbart sich der isolierte Bergstock der Wartberge als eines jener charakteristischen Zechstein-Dolomitriffe, die den Thüringer Wald im Norden und Süden umsäumen. Dicht unter dem östlichen als Gr. Wartberg bezeichneten, an dieser Stelle etwa 525 m hohen Gipfel des Tafelberges liegt der Eingang zu einer schon im Mittelalter bekannten Höhle, im Volksmunde das „Backofenloch" genannt. Das Höhlenmundloch befindet sich am Steilabhang des Wartbergs nach Seebach zu ungefähr in 500 m Meereshöhe. Bereits der erste runde Vorraum der Höhle zeigt an den Wänden drei tiefausgekolkte, durch Wasser geglättete Hohlkehlen als Erosionsrinnen übereinander, die dem ganzen Höhlengang entlanglaufen bis zur großen Schlotte, die den Mittelpunkt der Höhle und überhaupt die Ursache zu ihrer Bildung darstellt. Noch deutlicher weist die den Wandhohlkehlen gleichartige, vielgewundene, dem Höhlengang in

allen Windungen folgende tiefausgestrudelte Deckenrinne auf ihren unmittelbaren Zusammenhang mit der großen Schlotte hin. Die große Schlotte, die an der Decke der Höhle ihre Mündung besitzt und in gewundenem Verlauf nach oben bis zur Oberfläche des Tafelbergs hinaufreicht, ist auf einer deutlich sichtbaren, weitklaffenden Kluft oder offenen Spalte entstanden, welche die Höhle quer kreuzt. Sie zeigt die Spuren einer gewaltigen Ausstrudelung durch die auf der Spalte herabstürzenden Gewässer und gleicht vollkommen denselben Bildungen in vielen anderen Thüringer Höhlen. Von der ursprünglich etwa 25 m hohen Schlotte aus erkennt man deutlich die Vorgänge, die zur Erosion der etagenförmig übereinanderliegenden, den Wänden entlanglaufenden Hohlkehlen und der gewundenen Deckenrinne geführt haben; sie sind durch aus der Schlotte herabstrudelnde Wassermengen in kreisförmiger Strudelbewegung ausgewaschen worden, wobei, wie Klüfte auf der Sohle der Höhle und auf ihnen nach unten zu sich hinabziehende Schlotten zeigen, die Wasser schließlich in tiefer gelegenen, heute noch unzugänglichen Höhlenräumen verschwanden.

Bei größeren Aufgrabungen, die der Vortragende in den mächtigen Ablagerungen von Höhlenlehm namentlich im hinteren Teil der Höhle ausführte, fanden sich sehr zahlreiche zoll- bis kopfgroße Gerölle und Geschiebe von weißem und rotem Sandstein in dem Höhlenlehm eingebettet, dessen petrographische Beschaffenheit und Gehalt an Tongallen unzweifelhaften Buntsandstein erkennen ließen. Die kleineren, härteren roten Buntsandsteingerölle zeigen sämtlich die typische Gestalt flacher Flußschotter, während die größeren mürberen weißen Sandstein-Geschiebe seltener die ursprüngliche Geröllεform noch aufweisen. Das Vorkommen echter Buntsandstein-Flußschotter in einer Höhle inmitten eines gegen 100 m hohen Zechstein-Dolomitriffes ist um so merkwürdiger, als dasselbe alleinstehend nach allen Seiten abfällt, und heute keine Spur einer Buntsandsteindecke mehr aufzuweisen hat, die längst der Erosion anheimgefallen ist. Da bereits früher die Bedeutung der großen Schlotte für die Erosion und Entstehung der ganzen Höhle erkannt worden war, lag der Gedanke nahe, daß auch die Buntsandsteinschotter auf dem Wege durch die große Schlotte in das Höhleninnere gelangt seien. Bei näherer Besichtigung der unteren Wände der großen Schlotte gelang es denn auch, ganze Lagen durch Tropfsteinkalk versinterter Konglomerate von Flußschottern und Flußsanden darin nachzuweisen. Neben Bunt-

sandsteinschottern sind in diesem versinterten Schlottenkonglomerat noch heute stark abgerollte Chalcedongerölle aus dem Buntsandstein und zahlreiche typische, sehr harte weißgebleichte Porphyrgerölle vom Typus des nahegelegenen Meisensteins neben zahlreichen kleinen Bohnerzkügelchen enthalten. Es steht mithin außer Zweifel, daß die gemischten Buntsandsteinschotter und Porphyrgerölle durch die große Schlotte in die „Backofenloch"-Höhle bei Seebach gelangt sind. Die Entstehung dieser Ablagerungen ist einfach zu erklären. Zu einer Zeit, wo nahe der Höhe des Wartbergs und noch weiter gebirgaufwärts die Buntsandsteindecke noch erhalten war, bestand hier ein starker Gebirgsfluß, der Buntsandstein- und Porphyrgerölle aus der Gegend des jetzigen Meisensteins mit sich führte und ablagerte. An der Stelle, wo sich heute die große Schlotte befindet, versank ein Teil der Gebirgswässer auf der hier vorhandenen offenen Kluft in die Tiefe und strudelte hier zunächst die große Schlotte und dann die ganze „Backofenloch"-Höhle aus sowie deren noch tiefer gelegene, bisher noch unerschlossenen Hohlräume. Dabei riß er natürlich zahlreiche Schotter und Schlammassen mit in die Tiefe, die heute als Höhlenlehm noch vorhanden sind.

Derartige Flußschwinden zeigen an denjenigen Stellen, wo der Felsuntergrund ihres Flußbettes zerklüftet ist, heutigen Tages noch viele Gebirgsflüsse am Nord- und Südabhang des Thüringer Waldes; sie gehören zu den ganz allgemeinen geologischen Erscheinungen des Gebiets.

Recht wahrscheinlich steht mit demselben Flußlauf, welcher die „Backofenloch"-Höhle geschaffen hat, die Entstehung der Hörselberg-Höhle, der sog. „Venusgrotte" am Gr. Hörselberg in Verbindung. Die Venusgrotte liegt unmittelbar an der oberen Felskante des steilen Hörselberggrates unweit oberhalb des sog. Jesusbrünnleins im oberen Teil des Zapfengrundes bei Schönau. Die Hörselberge bestehen aus flach nach Norden zu geneigten dünngeschichteten Muschelkalk-Schichten. Der Eingang der Höhle ist in diesen Schichten nur wenige Meter unter der Bergoberfläche gelegen. In der nur 15 m langen Höhle lassen sich drei Schlotten feststellen. Diese sind, wie der Augenschein lehrt, auf größeren einander gleichgerichteten Querspalten und Klüften entstanden. Die Schlotten der Venusgrotte zeigen ausgezeichnet die Abhängigkeit solcher Gebilde von vorher vorhandenen Spalten und sind in ihrer vorzüglichen Ausbildung ein Musterbeispiel für die strudelnde

Erosionstätigkeit des Wassers auf offenen Klüften. Auch hier ist, wie im „Backofenloch“ bei Seebach, die Entstehung der ganzen Höhle von den Schlotten aus erfolgt. Rundliche Auslaugungsformen und Höhlenkanäle mit Hohlkehlen zeigen in der ganzen Höhle an, daß der eigentliche Höhlengang lediglich durch Ausstrudelung von den Schlotten her unter teilweiser Benutzung einer Querkluft entstanden ist. Die Oberfläche des Hörselbergs liegt an der Stelle, wo die hintere Hauptschlotte zu Tage ausgeht, etwa 450 m über dem Meeresspiegel, d. h. 195 m über dem kaum $1^1/_2$ km entfernten Hörseltale, das hier in 255 m Meereshöhe sich befindet.

Auch die Hörselberg-Höhle, die so außerordentlich hoch über dem heutigen Tale liegt, ist als Flußschwinde (Schwalgloch) eines ehemaligen Gebirgsflusses anzusehen, denn auf der Höhe des Hörselberges finden sich trotz der starken Erosion noch heute zahlreiche Porphyr-Flußgerölle als Reste eines ehemaligen Flusses, der unter ganz anderen orographischen und hydrographischen Verhältnissen, als wie sie heute herrschen, von der Höhe des Thüringer Waldes kommend über den Kamm der damals noch nicht erodierten Hörselberge dahinfloß. Die Porphyrschotter auf der Höhe des Hörselberges sind außer dem Vortragenden bereits früher von G. v. Brause und E. Philippi beobachtet worden.

Die beiden mitgeteilten Beobachtungen ergeben mit Sicherheit, daß zur Zeit der Entstehung beider Höhlen der Flußlauf, der zu ihrer Bildung Ursache wurde, unmittelbar von der Höhe des Thüringer Waldes über die Wartberge und den Kamm des Hörselbergs hinwegfloß. Zu jener Zeit kann also unmöglich schon die heutige Bodengestaltung mit ihren tiefen Zwischen-Einsenkungen bis beinahe 200 m Höhenunterschied in der Richtung des Flußlaufs bestanden haben, vielmehr hatte der Fluß von den Wartbergen bis zum Hörselberg ein gleichmäßiges Gefälle von 525 m auf 450 m Meereshöhe. Diese Betrachtungen bieten nun die Möglichkeit, einmal die alten präoligocänen und diluvialen Flußsysteme, von denen wir größere Spuren auch im nördlichen Vorlande des Thüringer Waldes finden, noch eingehender wie bisher, vor allem in ihren Ursprungsgebieten im Gebirge festzustellen, sodann weitere Altersbeziehungen derselben nachzuweisen, ferner Beobachtungen über die allmähliche Entwicklung und die verhältnismäßigen Entstehungszeiten der heutigen orographischen Verhältnisse aus den älteren einfacheren Geländeformen zu verfolgen und

schließlich sogar durch Zusammenfassung aller dieser und weiterer neuer sich ergebender Gesichtspunkte das geologische Alter[1]) dieser z. T. recht alten Höhlen festzustellen.

Der Bericht wird verlesen und genehmigt. Darauf wird die Sitzung geschlossen.

v. w. o.

POMPECKJ. JANENSCH. BÄRTLING.

Bericht der Sitzung vom 3. März 1920.

Vorsitzender: Herr POMPECKJ.

Der Vorsitzende verliest ein Schreiben des Herrn ALBERT HEIM, in dem er für das ihm übersandte Glückwunschschreiben zu der 50 jährigen Wiederkehr seines Eintritts in die Gesellschaft seinen Dank ausspricht.

---

[1]) Das Alter der Höhlen im westlichen Thüringer Wald ist im allgemeinen sehr verschieden. Eine kleine eingestürzte Höhle am Wege von Mühle Wittgenstein nach Kittelsthal weist einen alten Höhlenfluß von etwa 5 m Breite mit versinterten typischen Erbstromflußkiesen etwa 20 m über dem heutigen Erbstrom auf. Dieses übrigens vom Verfasser bereits früher erwähnte Vorkommen (H. HESS v. WICHDORFF, Die Tropfsteinhöhle im Zechstein-Bryozoenriff bei Thal in Thüringen und ihre genetischen Beziehungen zu den dortigen Schwerspatgängen, Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanst. für 1909, Bd. XXX, S. 567—575) ist bedeutend jünger als die beiden in vorliegender Arbeit besprochenen Höhlen. Es gehört einer diluvialen Terrasse des heutigen Erbstromtales an, das damals also bereits wesentlich in nahezu heutiger Gestalt bestand. Diese Höhle bei der Mühle Wittgenstein ist wohl sicher jungdiluvial, wie auch ihre geringe Meereshöhe (310 m) andeutet.

Ebenso ist die sog. Altensteiner Höhle am Fuß des hohen Zechsteinriffes von Altenstein am Südabhang des Thüringer Waldes mit ihren auffälligen Granitsandablagerungen, die durch den noch heute vorhandenen starken Höhlenfluß aus den höher nach dem Kamm des Gebirges zu gelegenen Granitmassiven herbeigeführt wurden, diluvialen Alters, wie sich aus den zahlreichen Resten des Höhlenbären ergibt, die in den den Granitsand begleitenden Höhlenlehmablagerungen auftreten.

Der Gesellschaft wünschen als Mitglieder beizutreten:

Herr Markscheider Emil Flender in Dorsten,
Herr Markscheider Otto Schellhase in Recklinghausen,
Herr Markscheider Karl Hölling in Gladbeck,
Herr Markscheider Heinrich Faust in Derne i. Westf.,
Herr Markscheider Julius Müller in Buer-Scholven,
Herr Markscheider Waldemar Thees in Bottrop i. Westf.,
Herr Markscheider Egon Clute-Simon in Vacha (Rhön),
Herr Markscheider Adolf Lorenz in Dillenburg,
Herr Oberbergamtsmarkscheider Karl Wagner in Bonn,
Herr Bergwerksdirektor Bergrat Heinrich Tegeler in Recklinghausen,
Herr Bergrevierbeamter Bergrat Karl Dobbelstein in Bochum,
Herr Bergrat Eugen Kleine in Dortmund,
Herr Bergrat L. Kircher in Herne,
Herr Bergassessor a. D., Dr.-Ing., Dr. phil. Heinrich Westermann in Dortmund,
Herr Bergwerksdirektor und Bergassessor a. D., Friedrich Walkhoff in Cappenberg b. Lünen a. d. Lippe,
Herr Studienrat Professor Edgar Weinert in Dortmund,

vorgeschlagen von den Herren Fremdling, Krusch und Bärtling.

Herr Bergrevierbeamter Richard Maurer in Hannover-Döhren,
Herr Hüttendirektor Bergrat Friedrich Fischer in Clausthal,
Herr Berginspektor Paul Schulze in Clausthal,
Herr Bergdirektor Bergrat Alwin Vollhardt in Lehesten i. Thür.,
Herr Direktor der Landwirtsch. Schule Bernhard Théremin in Trebnitz i. Schl.,
Herr stellvertr. Direktor der Deutschen Bank, Bergassessor a. D. Max Pohl in Berlin W 8,
Herr Landwirtschaftslehrer Kurt Czygan in Leipzig-R.,
Herr Studienrat Prof. Dr. August Schlickum in Köln,

Herr Hilfsschullehrer Wilhelm Lederbogen in Aschersleben,

Herr Seminarlehrer, Korresp. d. Geol. Landesanst. Ludwig Kretzschmar in Bütow, Bez. Köslin,

Herr Oberlehrer Prof. Dr. Paul Michael in Weimar,

Herr Studienrat Dr. phil. Hermann Foerster in Groß-Strehlitz (O.-S.),

Herr Rektor Johannes Lieser in Remscheid,

Herr Mittelschullehrer Bernhard Klett, Mühlhausen i. Thür.,

Herr Oberlehrer Prof. Dr. Gustav Dittrich in Breslau 16,

Herr Gymnasialprofessor a. D. Max Ballerstedt in Bückeburg,

Herr Prof. Dr. phil. Edmund Liebetrau in Essen,

Städtisches Museum, Adr.: Prof. Dr. Zickgraf, in Bielefeld,

Herr Fabrikant Wilhelm Althoff in Bielefeld,

Herr Kaufmann und Bankier Wilhelm Zimmer in Löwenberg i. Schl.,

Herr Oberbergamtsmarkscheider Bruno Scholz in Halle a. S.,

Herr Oberbergamtsmarkscheider Bruno Fischer in Halle a. S.,

Herr Markscheider Ernst Hohmann in Bernburg,

Herr Dipl.-Bergingenieur Stanislaus Grabianowski in Kattowitz (O.-S.),

Herr Prof. Dr. Walter Schultz in Kassel,

Herr Berginspektor Johannes Rothmaler in Siegen,

Herr Bergassessor, Hilfsarbeiter im Handelsministerium Willibald Nimptsch in Berlin W 30,

vorgeschlagen von den Herren Krusch, Picard und Bärtling.

Herr Bergwerksdirektor a. D. Max Bredenbruch in Hannover,

Herr Bergassessor Dr. Carl Bretz in Dortmund,

Herr Bergassessor Gerhard Bentz in Crefeld-Bochum.

vorgeschlagen von den Herren Krusch, Barsch und Bärtling.

Herr Betriebsassistent, Dipl.-Bergingenieur Otto Winter in Unterröblingen a. See,

Herr Bergwerksdirektor Dipl.-Ingenieur EMIL NIEHOFF in Frankfurt a. O.,

vorgeschlagen von den Herren DAMMER, BARSCH und BÄRTLING.

Herr Hauptlehrer FRANZ KRÖNNER in Bad Reichenhall,

vorgeschlagen von den Herren FREMDLING, BÖHM und BÄRTLING.

Herr Oberlehrer Dr. phil. LUDWIG SCHAUB in Witten (Ruhr), vorgeschlagen von den Herren OVERHOFF, OBERSTE BRINK und BÄRTLING.

Herr Lehrer EDUARD LUX in Ohrdruf i. Thür., vorgeschlagen von den Herren KRUSCH, ZIMMERMANN I und BÄRTLING.

Herr konz. Markscheider, Bergbauinspektor REINHARD REEH in Dillenburg, vorgeschlagen von den Herren FREMDLING, DENCKMANN und BÄRTLING.

Herr Lehrer ERNST ZIMMERMANN in Schwelm, vorgeschlagen von den Herren ZIMMERMANN II, KRUSCH und BÄRTLING.

Herr Stadtbauingenieur WILHELM ZELTER in Unterbarmen, vorgeschlagen von den Herren KRUSCH, PAECKELMANN und BÄRTLING.

Herr konz. Markscheider FELIX DECKER in Dortmund,

Herr konz. Markscheider JOHANNES MÖLLER in Essen (Ruhr),

vorgeschlagen von den Herren FREMDLING, OBERSTE BRINK und BÄRTLING.

Herr Dr. STOCKFISCH, Chemiker an der Preuß. Geol. Landesanstalt, in Berlin, vorgeschlagen von den Herren P. G. KRAUSE, DIENST und PICARD.

Herr konz. Markscheider KARL WURM in Heessen bei Hamm i. Westf., vorgeschlagen von den Herren FREMDLING, BRÜCK und BÄRTLING.

Herr Dr. der Naturwissenschaften, Direktor der geologischen Landesuntersuchung von Catalonien, Prof. der Geologie an der Ackerbauschule und der Universität in Barcelona M. FAURA I SANS, vorgeschlagen von den Herren BEYSCHLAG, POMPECKJ und KRUSCH.

Der Vorsitzende legt die als Geschenk eingegangene Literatur vor.

Herr **ERICH KAISER** berichtete über:

Studien während des Krieges in Südwestafrika.

Bei Kriegsausbruch befand ich mich auf einer von Herrn Bezirksgeologen a. D. Dr. HEINRICH LOTZ angeregten, von der Deutschen Diamanten-Gesellschaft m. b. H. und der Pomona Diamanten-Gesellschaft unterstützten Studienreise in Deutschsüdwestafrika zur Untersuchung der eigenartigen Alkaligesteine der südlichen Namib. Der unfreiwillig verlängerte Aufenthalt ermöglichte es, die Studien, unter steter, weitgehendster Beihilfe und Mitwirkung der genannten Gesellschaften, sehr zu erweitern und vor allem auch auf die Erscheinungen des ariden Klimas auszudehnen, deren Untersuchung im einzelnen bei meiner Ausreise nicht beabsichtigt gewesen war.

Unter Benutzung vorhandener älterer Aufnahmen wurde eine topographische Höhenschichtenkarte in 1 : 25 000 mit Höhenlinien von 10, zum Teil 5 m Abstand angefertigt. Diese Karte umfaßt das südliche Diamantengebiet und einige angrenzende Teile und ist für die Erkenntnis der Hohlformen des ariden Klimas, für die vielen großen und kleinen besonderen Formen der Wüste wichtig. Das ungefähr 900 qkm große Gebiet wurde unter Mitwirkung von Herrn Dipl.-Bergingenieur Dr. W. BEETZ, der die Arbeiten nach meiner Abreise noch fortsetzte, geologisch aufgenommen. Viele Ritte in die weitere Umgebung vervollständigten die Untersuchungen in der Küstenwüste. Sowohl der Aufenthalt im Innern 1914—15 während der dortigen Kriegsereignisse wie mehrfache Reisen in späteren Jahren brachten vielfache Erfahrungen zur Erkenntnis der Ablagerungen im ariden Klima wie auch zur Lokalgeologie der einzelnen Gebiete.

Aus den vielseitigen Ergebnissen kann hier nur einzelnes herausgegriffen werden. Vieles kann in seiner vollen Bedeutung auch erst dann verstanden werden, wenn einmal die gesamten Karten gedruckt vorgelegt und zusammenfassende Darstellungen der Einzelbeobachtungen mit einer Auswahl aus den vielen aufgenommenen Bildern gegeben werden können. Da andererseits die umfangreichen Aufsammlungen noch nicht nach Deutschland gelangen konnten und bei ihrer Bearbeitung eine vielfache Erweiterung der Erfahrungen versprechen, so dürfen auch diese Mitteilungen nur als vorläufige angesehen werden.

Die beigefügte Tabelle gibt zunächst eine zusammenfassende Darstellung der im Bereiche des geologisch auf-

	Zeitlich und räumlich wechselnd				
Postmiocän	Weite flächenhafte Eindeckungen durch äolische, fluviatile und Schichtflutvorgänge in der inneren Namib: Flächennamib. Insolation und chemische Verwitterung stark. Deflation gering. Fluvio-aride Absätze regional weit verbreitet Ausbildung weiter Eindeckungen Wirkung von Wind und Wasser	Bildungen von Kalkkrusten (Flächenkalk, Steppen- bzw. Wüstenkalk) zu jeder Zeit, meist nur lokal, seltener regional (z. B. Spättertiär)	VorwiegendeDeflation in der näher an der Küste gelegenen Wannennamib, eingeleitet und befördert durch chemische Verwitterung und geringere Insolation. Korrasionswirkung auf alle Gesteine. Wechselnd lokale oder regionale äolische Aufschüttungen. Erosionswirkungen und fluvio-aride Absätze mit Zusammenschwemmung der Rückstände chemischer und mechanischer Verwitterung nur lokal Ausbildung von Hohlformen Wirkung von Wind vorwaltend	Kurze Erosionsrinnen (Schluchten) in einer Küstenzone mit Ausräumung aller Rückstände chemischer Verwitterung	Wechsel der Flächen- und Wannennamib zu einander bedingt durch positive und negative Strandverschiebungen, wodurch Hohlformen der Wannennamib unter den Meeresspiegel untertauchen
Miocän	Pomonaschichten Aride Eindeckungen über die ganze Namib, heute in Tafelbergen als Inselberge (Zeugen) und im Sockel der Flächennamib erhalten. Regionale Krustenbildungen: Verkalkungen (Flächenkalk) und Verkieselungen		Ausklingen regionaler Erosionstätigkeit | Fluvio-aride Absätze in Hohlformen, in Binnenbecken (Fauna von Elisabethfelder, Gamachab), in Erosionsrinnen und Dolinen Senken, Kessel, Dolinen auf prämiocäner Landoberfläche		Marine Ablagerungen, (Strandfazies), Fauna von Bogenfels-Buntfeldschuh
Prämiocän	Älteste aride Eindeckungen in Verknüpfung mit Eruptivgesteinen (nur an einer Stelle nachgewiesen)		Älteste Flußläufe in breiten Terrassen auslaufend		
Alter unbekannt, vielleicht jung-mesozoisch	Ausbrüche von Alkaligesteinen zeitlich zusammengehörend	Ergußgesteine: Tiefengesteine: Ganggesteine:	Phonolithe, Phonolithporphyre, Klinghardtite, Phonolithtuffe Syenit, Syenitporphyr, Elaeolithsyenit (durch Assimilation in Alkaligranit! übergehend), Essexit, Theralith Aplit, Pegmatit (nephelinführend und -frei) Nordmarkit, Syenit, Elaeolithsyenit und entsprechende porphyrische Gesteine Tinguait-Bostonit, Camptonit — Monchiquit — Alnöit		
Jüngerer Schieferhorizont (RANGE) ? Kambrium			Hauptdolomit bändrige Dolomite Arkose-Quarzit — Schiefer-Ausbildung mit Karbonatgesteinen Basiskonglomerat Unterer Dolomit bzw. Mergel, nur lokal	Zumeist nur flache Faltung Geringe Metamorphose	
Kristallines Grundgebirge	Gneisse verschiedenster Ausbildung (darunter weit verbreitete Augengneisse), Glimmerschiefer, Amphibolite, Chloritschiefer in räumlich, wohl auch zeitlich getrennten Ausbildungen, die ein Gneiss- und ein (Chlorit-)Schiefergebiet trennen lassen. Weit verbreitete Injektionsgneisse mit prachtvollen ptygmatisch gefalteten Arteriten und Migmatiten; mit mindestens zwei verschieden alten Granit Gabbro-Injektionen (Alkalikalkgesteinen) und zugehöriger Ganggefolgschaft				

genommenen und des näher benachbarten Gebietes unterscheidbaren Schichtenglieder bzw. geologisch wichtigen Vorgänge. Der Vergleich mit den früheren zusammenfassenden Darstellungen über das Gebiet[1]) ergibt mannigfache Fortschritte der Erkenntnis.

Ich muß mich hier darauf beschränken, einige wenige Punkte aus dieser Tabelle näher zu besprechen. An anderer Stelle habe ich einen zusammenfassenden Bericht[2]) über die wichtigeren in Südwestafrika ausgeführten Arbeiten gegeben, der ebenso wie ein Bericht über die Wasserbewegung[3]) mehrfache Ergänzungen zu diesen Mitteilungen enthält.

I. Assimilationserscheinungen an den Elaeolithsyeniten des Granitberg in der südlichen Namib.

Die in der südlichen Namib auftretenden jüngeren Eruptivgesteine gehören zu der großen petrographischen Provinz von Alkaligesteinen Südafrikas, von der wir leider noch keine zusammenfassende Darstellung besitzen. Ihr Alter läßt sich vorläufig nur aus dem Vergleiche mit anderen Vorkommen ähnlicher Gesteine in Süd- und Westafrika mutmaßen. Der Einblick in den Aufbau der einzelnen Vorkommen wird durch das Auftreten in einem Wüstengebiete sehr erleichtert, wenn auch oft gerade an den wichtigsten Beobachtungspunkten eine Verschleierung durch die Hohlformausfüllungen und die Eindeckungen des ariden Klimas eintritt.

Neben dem Elaeolithsyenitstock am Granitberg wurden noch mehrere andere Syenitvorkommen aufgefunden. Weite Verbreitung zeigten essexitisch-theralithische Gesteine. Alle

---

[1]) P. Range, Geologie des deutschen Namalandes. Beitr. z. geol. Erforschung der deutschen Schutzgebiete, H. 2. Berlin 1912. — Beiträge und Ergänzungen zur Landeskunde des deutschen Namalandes. Abhandlungen des Hamburgischen Kolonialinstituts, **30.** Hamburg 1914. — H. Lotz in: H. Lotz, J. Böhm, W. Weissermel, Geologische und paläontologische Beiträge zur Kenntnis der Lüderitzbuchter Diamantablagerungen. Beiträge zur geol. Erforschung der deutschen Schutzgebiete, H. 5. Berlin 1913. — P. A. Wagner, The Geology and Mineral Industry of South West Africa. Union of South Africa. Mines Department. Geological Survey, Memoir Nr. 7. Pretoria 1916.

[2]) E. Kaiser, Bericht über mineralogische und geologische Studien während des Krieges in Südwestafrika. Abhandlungen der Gießener Hochschulgesellschaft, **2.** Gießen 1920.

[3]) E. Kaiser und W. **Beetz,** Die Wassererschließung in der südlichen Namib Südwestafrikas (Ein Beitrag zur Frage der Wasserbewegung und Wassererschließung in ariden Gebieten), Zeitschr. f. prakt. Geologie, 1919, **27,** S. 165—178 und 183—198.

diese, die ?kambrischen Schichten durchbrechenden Gesteine stehen im Gegensatze zu den älteren, vorkambrischen, granitisch-gabbroiden Gesteinen, die Alkalikalkgesteinen zugehören. Dieser Gegensatz einer älteren pazifischen gegenüber einer jüngeren atlantischen Sippe herrscht hier wie in ganz Südafrika.

Am interessantesten sind die Verhältnisse am Granitberge (75 km südlich von Lüderitzbucht), dessen Gestein als Elaeolithsyenit von P. A. WAGNER und mir, unabhängig von einander, ungefähr gleichzeitig bestimmt wurde. Es waren mir damals (1909) zusammen mit typischen Elaeolithsyeniten eigenartige Gesteine zugegangen, die ich am Handstücke und im Dünnschliffe nur als Elaeolithsyenitporphyre bestimmen konnte. Die genauere geologische Kartierung des Granitberg in 1 : 5000 zeigte aber neben diesen als Elaeolithsyenitporphyre angesprochenen Gesteinen noch andere, vom Normaltypus des dortigen Elaeolithsyenites abweichende Gesteine, die nicht durch Differentiation des elaeolithsyenitischen Magmas erklärt werden konnten. Es handelt sich vielmehr um die Aufnahme, Assimilation festen Nebengesteins und sich durch diese Aufschmelzung bildende hybride Gesteine[1]).

Eine besonders lehrreiche Aufschmelzungszone wurde am Rande des Elaeolithsyenitstockes beobachtet. (Nur die wichtigeren Beobachtungen können hier mitgeteilt werden, die nach der mikroskopischen Untersuchung des gesammelten, aber noch nicht zugänglichen Materiales ergänzt werden müssen.) Das Nebengestein ist, unbekümmert um seine petrographische Zusammensetzung, in viele kleine und große Schollen aufgelöst, durchsetzt von vielen Adern und Trümern der Eruptivmasse. Das Magma durchsetzt dabei das Nebengestein in vielen Quertrümern und -adern, greift aber auch in lagergangartigen Apophysen in das Nebengestein ein. Es ist ein sehr großer Wechsel vorhanden. Die Verhältnisse ließen sich nur in einzelnen Skizzen festhalten, dagegen nicht, selbst bei der gewählten Kartierung in 1: 5000

---

[1]) Ich fasse hier hybride Gesteine nicht in dem engeren, von R. A. DALY (Igneous rocks and their Origin, New York 1914) und von F. VON WOLFF (Vulkanismus, **1**, S. 169) angewandten Sinne, sondern in dem weiteren Sinne anderer Forscher auf, wie z. B. A. HARKER (The Natural History of igneous rocks, London 1909, S. 337), und O. H. ERDMANNSDÖRFFER (Fortschritte der Mineralogie, 1916, **5**, S. 185). Zu hybriden Gesteinen rechne ich alle die Eruptivgesteine, die durch die Aufnahme fremden Materials verändert sind, mag dieses selbst nun eruptiver o d e r sedimentärer Herkunft sein.

festlegen. Die einzelnen Schollen sind dabei mehr oder weniger vom Magma aufgeschmolzen. Diese Zone macht den Eindruck einer unregelmäßigen Breccie, die vom syenitischen Magma durchtränkt wurde. Dabei handelt es sich aber nicht um eine vorgebildete Breccie, sondern um eine Zertrümmerung des Nebengesteins durch den Intrusionsvorgang selbst. Stockeinwärts von einer schmalen, aber unregelmäßig lappig in das Nebengestein eindringenden Zone mit vielen, wenig umgewandelten Einschlüssen zeigt sich zunächst eine Zone mit stärker resorbiertem Nebengestein. Auf diese folgt eine Zone mit einem veränderten Eruptivgestein, das gegenüber der Hauptmasse unseres Stockes wesentlich abweicht. — Neben dieser randlichen Zone zeigen sich auch im Innern des Stockes große eingeschlossene Schlieren mit einer der Hauptmasse gegenüber abweichenden Zusammensetzung. Darunter treten die mir schon vor meiner Reise bekannt gewordenen, Elaeolithsyenitporphyren ähnelnden Gesteine auf. — So zeigen sich sowohl am Salbande wie im Innern des Stockes veränderte Gesteine, eben hybride Gesteine, deren Entzifferung Schwierigkeiten bereitet und zu Trugschlüssen führt, wenn man nur die Handstücke prüft, wie ich es vor der Reise nur ausführen konnte. Erst die Untersuchung des geologischen Verbandes ergab die Erklärung für die wechselnden Eigenschaften dieser durch Aufnahme von Nebengestein veränderten Syenite. Die endogene Randzone erreicht in ihrer horizontalen Ausdehnung auf der heutigen Denudationsoberfläche oft nur wenige Meter, dann aber auch mehr und übersteigt 100 m kaum. Jedoch ist die lückenlose Beobachtung nicht überall möglich, vor allem die horizontale Ausdehnung oft schwer feststellbar, da der innere Teil dieser endogenen Randzone einem starken Angriffe unterliegt. Dieser Teil ist oft intensiv chemisch verwittert, deshalb infolge Deflation fortgeführt. Es hat sich eine Rinne gebildet, die mit einem durch die Faktoren ariden Klimas zugeführten Schutte ausgefüllt ist.

Nun ist ein wesentlicher Gegensatz an den verschiedenen Grenzen dadurch hervorgerufen, daß die heutige Denudationsfläche uns das Magma an einer Stelle in den Schichtverband eingedrungen zeigt, an der kristalline Schichten von ?kambrischen Schichten überlagert werden. Der Kontakt des Syenites gegenüber den kristallinen Schiefern am Südhange des Granitberg ist leider fast ganz durch mächtigen Flugsand verhüllt. Einzelne aus dem Flugsande herausragende Rippen und niedrige Rücken deuten darauf hin, daß dieser Kontakt

sehr stark durch spätere Verkieselungen verändert ist. Diese gehören nicht zu den Erzeugnissen der verschiedenen Phasen vulkanischer Tätigkeit, sondern hängen mit den jugendlichen Verkieselungen unseres Trockengebiets zusammen. Sehr häufig ist besonders der Syenit selbst verkieselt, als Folge der Undurchlässigkeit der kristallinen Schiefer gegenüber den Lösungen im Untergrunde. Die so entstandenen verkieselten Gesteine konnten hier nur kurz erwähnt werden, da sie mit der hier behandelten Frage nichts zu tun haben. — Wichtiger aber für uns sind die Grenzflächen der magmatischen Injektionen gegen die ?kambrischen Schichten. Durchbrochen und beeinflußt sind sowohl tiefere Horizonte, Sandsteine (Quarzite und Arkosen), wie höhere, Dolomite, und beiden eingelagerte schiefrige Gesteine, auch Karbonatschiefer, dünnbankige bis dünnschichtige, bändrige, meist dolomitische Gesteine mit wechselnd mächtigen Schieferzwischenlagen. Während im Westen quarzitische Gesteine verändert sind, erfolgte im Osten die Einwirkung auf zumeist dolomitische Karbonatgesteine mit ihren Schiefereinlagerungen. Diese Karbonatgesteine sind meist nur wenig metamorphosiert, zeigen nur eine Marmorisierung; an anderen Stellen treten aber mehrere Kontaktmineralien hinzu. In einem lokal engbegrenzten Gebiete sind diese Kontaktgesteine, unter gleichzeitiger Metamorphose, intensiv gestaucht, zu fein gefältelten, eozoonartige Struktur zeigenden Gesteinen umgewandelt. Die Sandsteine und Quarzite sind ebenfalls umgewandelt, zeigen aber, wie bei anderen Syenitstöcken der südlichen Namib zumeist nur eine schmale Zone von Hornfelsen, die noch mikroskopisch zu untersuchen sind.

Wichtiger für diese Darstellung als die exogenen Kontakterscheinungen sind die endogenen Einwirkungen auf das Magma selbst. Sehen wir schon allgemein eine Veränderung der Gesteine in der Nähe des Kontaktes und an kleinen und größeren eingeschlossenen Schollen, so muß je nach dem durchbrochenen Nebengestein von einer verschiedenartigen endogenen Kontaktzone berichtet werden können.

An der Grenze gegen die tiefere Stufe unseres ?Kambriums, gegen die Sandsteine und Arkosen, sehen wir eine Abnahme der Feldspatvertreter, ein Übergehen in Syenite und endlich sogar in quarzführende, dann aber völlig nephelinfreie Gesteine, in helle A l k a l i g r a n i t e(!), bei denen es ein müßiger Streit sein würde, ob man sie als Quarzsyenite oder direkt als Granite bezeichnen will. Der petrographische Wechsel in den auftretenden Gesteinen ist sehr

groß, so daß man nur in einzelnen Bändern oder Schlieren am Rande des Massivs, in einzelnen, die exogene Kontaktzone durchsetzenden Trümern und in Apophysen oder in kleinen stockartigen Erweiterungen einheitliche Gesteine antrifft. Typische Alkaligranite treten am weitesten verbreitet in lagergangartigen Apophysen im Nebengesteine auf. Sonst zeigt sich ein Unterschied fast von Trum zu Trum, ja in der einzelnen Apophyse. Also auch hier in der endogenen Kontaktzone ein großer Wechsel in der petrographischen Zusammensetzung auf kleine Entfernungen hin, wobei aber betont werden muß, daß es sich nicht nur um aplitische und porphyrische Randausbildung handelt, sondern daß viele der Adern, Trümer und Apophysen mit einem mittelkörnigen syenitischen Gestein angefüllt sind, das der Struktur nach kaum, wohl aber der chemischen Zusammensetzung nach von dem Gesteine im Innern des Massivs abweicht. — Im Gegensatze zu diesem Kontakte gegen die Sandsteine (Quarzite und Arkosen) ist die Ausbildung innerhalb des Massivs gegen die höhere Stufe des ?Kambriums, die vorwiegend dolomitisch ausgebildet ist, ganz anders gestaltet. Hier waltet der Elaeolith als Gemengteil besonders vor. Die Gesteine werden grobkörnig und die einzelnen mehr oder weniger schmalen Trümer und Apophysen gehen bis in g r o b - p e g m a t i t i s c h e E l a e o l i t h s y e n i t e über, mit bis mehrere Zentimeter großen Elaeolithen und oft zahlreichen selteneren Mineralien. Diese grobpegmatitische Ausbildung, die sich in den feinsten Adern kreuz und quer in die Dolomite fortsetzt, ist wohl zu beachten. Sie steht im Gegensatz zu vielen anderen Angaben, die immer wieder nur von einer aplitischen, ja dichten, höchstens porphyrischen Ausbildung am Salbande der Elaeolithsyenite wie auch anderer Tiefengesteine berichten. Wegen dieser mir bekannten Angaben und der mir z. B. aus dem Kristianiagebiet wie aus dem Monzonitgebiet persönlich bekannten Verhältnisse der Ausbildung solch dichter Randfazies an Syeniten waren mir die ersten Beobachtungen über diese grobpegmatitische Ausbildung am Kontakte gegen die Dolomite am Granitberg schon 1915 sehr aufgefallen. Diese Beobachtungen gaben dann auch die Veranlassung, gerade der randlichen Ausbildung des Elaeolithsyenits am Granitberg in der Namib besondere Beachtung zu schenken. Leider stand mir draußen keine auf ähnliche Verhältnisse Bezug nehmende Spezialliteratur zur Verfügung. — Daß auch die übrigen Gemengteile des Syenites in den beiden petrographischen Ausbildungs-

formen dieses inneren Kontaktes an den verschiedenartig zusammengesetzten Nebengesteinen wesentliche Unterschiede zeigen, ist selbstverständlich. — Wo schiefrige Nebengesteine auf das Magma einwirkten, gaben sie zu wieder anderen Gesteinen der inneren Kontaktzone Veranlassung. Die gesammelten, wohl im Laufe dieses Jahres eintreffenden Gesteinsproben müssen erst mikroskopisch untersucht werden, bis über die gesamten, interessanten Aufschmelzungserscheinungen berichtet werden kann.

Die petrographische Ausbildung im Innern des Stockes zeigt auch, wie oben schon berührt, wesentliche Unterschiede. Am auffälligsten waren zunächst dunkle Bänder, von denen eben, als wesentlich abweichend, von den Herren Dr. Reuning und Klinghardt gesammelt, vor dem Kriege Handstücke mir vorgelegt worden waren. Die nähere Verfolgung dieser dunklen Bänder zeigte, daß sie im allgemeinen süd-nördlich durch den Stock verlaufen, damit, wenn auch nicht genau, so doch im allgemeinen dem Hauptstreichen der ?kambrischen Horizonte in der weiteren Umgebung des Stockes folgen. Hie und da mag man wohl ein Handstück schlagen, das als Syenitporphyr oder als Elaeolithsyenitporphyr zu bezeichnen ist. Aber das schon in geringer Entfernung davon geschlagene Stück zeigt einen wesentlichen Gegensatz. Große Teile dieser dunklen Bänder sind arm an hellen Gemengteilen, zeigen ein Vorwalten der dunklen Bestandteile, oft reichliche augitische Mineralien, die dann auch als grobporphyrische Ausscheidungen in der mehr oder weniger dunklen, meist graugrünen Grundmasse liegen. Selbst ein Übergang in theralithische Gesteine ist zu beobachten, aber immer mit porphyrischer Struktur. Kann man so im einzelnen wohl ein Handstück mit einem anerkannten Gesteinsnamen belegen, so gelingt eine solche Zuteilung, eine Unterbringung im petrographischen System für größere dieser basischen Schlieren nicht wegen ihres großen Wechsels, wegen der Unzahl eingeschlossener Bruchstücke kleinerer und größerer, fremdartiger, aber eine sedimentäre Herkunft fast nie verratender Einschlüsse. Leichter ist es, mit einem petrographischen Namen einige helle Schlieren zu belegen, die innerhalb des Elaeolithsyenitstockes auftreten. Der größte Teil der Gesteine dieser helleren Schlieren innerhalb des Stockes ist Pulaskiten oder Übergängen von diesen zu den Elaeolithsyeniten zuzurechnen. Ein anderer, kleiner Teil der hellen Schlieren führt geringen Quarzgehalt und steht Nordmarkiten nahe. — Die innerhalb des Elaeolithsyenit-

stockes auftretenden hellen und dunklen Schlieren sind in Anwendung der am Salbande beobachteten Erscheinungen am ehesten erklärbar durch eingeschlossene große Schollen des Nebengesteins oder entsprechen Grenzflächen des unregelmäßige Umgrenzung zeigenden Stockes. Diese Grenzflächen selbst sind oft durch die heutige Denudationsfläche nicht angeschnitten, sondern endeten über derselben oder enden in dem noch nicht entblößten Untergrunde unter der heutigen Denudationsfläche. Diese Auffassung über die Schlieren innerhalb des Stockes wird bei späterer Vorlage der geologischen Kartenaufnahme durch den innerhalb des Stockes beobachteten Ausbiß von Nebengestein näher belegt werden, an dem sich sowohl eine endogene als auch exogene Kontaktzone in der gleichen Weise wie am Salbande des ganzen Massivs zeigt. — Die innere Kontaktzone und die Trümer in der äußeren Kontaktzone zeigen, wenn auch nicht gleiche, so doch ähnliche petrographische Wechsel wie die Schlieren in dem Massive selbst. Auf der einen Seite dunkle basische Gesteine, auf der anderen helle saure Gesteine bis zu quarzführenden hin. Diese Gesteine der inneren Kontaktzone und der Schlieren treten damit in scharfen Gegensatz zu den mannigfachen typischen Ganggesteinen, die sowohl das Massiv, die Kontaktzone, wie die weitere Umgebung des Stockes durchsetzen.

Fassen wir die wichtigsten Punkte zusammen, auf die es bei dieser allgemeinen, vorläufigen Darstellung ankommt: Die Begrenzung des Elaeolithsyenitmassivs ist sehr unscharf infolge der starken Auflockerung und Durchtrümerung des Nebengesteins. Dieses ist kontaktmetamorph beeinflußt. Eine innere Kontaktzone zeigt sich innerhalb des Stockes gegen die Grenzen hin. Diese e n d o g e n e K o n t a k t z o n e z e i g t e i n e w e s e n t l i c h e A b h ä n g i g k e i t v o m N e b e n g e s t e i n, die nicht durch eine Einwirkung des petrographisch verschieden ausgebildeten Nebengesteins auf die Differentiation im Magma, sondern n u r d u r c h d i e A u f s c h m e l z u n g d e s N e b e n g e s t e i n s e r k l ä r b a r ist. Mehrere saure und basische Schlieren im Elaeolithsyenitmassiv sind auf eingeschmolzene Schollen von Nebengestein zurückzuführen. —

Man kann bei einzelnen Apophysen und kleinen stockartigen Erweiterungen derselben einen konkordanten Injektionsverband beobachten und gerade in diesen die Ausscheidung von quarzführenden Gesteinen nachweisen. Sie zeigen sich im kleinen als lakkolith- oder phakolithartige

Intrusionen in dem Schichtverbande des Nebengesteins unseres Elaeolithsyenitmassivs. Ist weiter auch die Grenzfläche im einzelnen nicht festzulegen, kann man nur von einer Grenzzone sprechen, so kann man doch das Verhalten dieser Grenzzone zu dem Nebengesteine feststellen. Eine Parallelität der Grenzzone des Eruptivgesteins mit den Texturlinien des ausgesprochen schichtigen Nebengesteins ist nicht nachweisbar. Vielmehr verläuft die Grenzzone des Intrusivkörpers in völlig durchgreifender Lagerung. Es ist aber nicht möglich, den Intrusivkörper mit den Liegendkörpern im Sinne von Daly zu vereinigen, auf welche Frage ich aber erst bei Vorlage der geologischen Kartenaufnahme eingehen kann.

Es handelt sich bei dem kleinen, hier vorläufig noch als Stock aufgefaßten Vorkommen am Granitberg zweifellos zunächst um eine lokale Beobachtung, aus der selbstverständlich nur mit Vorsicht allgemeinere Schlüsse abgeleitet werden dürfen, die ich hier nur andeute. Die Beobachtungen können zunächst noch nicht als eine Stütze für oder gegen die vielen, z. T. widerspruchsvollen Ausführungen über die Assimilationserscheinungen der Magmen im großen benutzt werden. Aber sie geben uns doch Winke für die Erklärung des Mechanismus einiger Tiefeninjektionen und für die Deutung hierbei sich bildender Gesteine. Denn trotz der Verschleierung durch Flugsand und Schutt an einzelnen Stellen liegen die Verhältnisse so klar, wie man sie an anderen Orten in anderen Klimaverhältnissen nicht entziffern kann, wo eine tiefgründige chemische Verwitterung und eine dichte Vegetation den Einblick erschweren. Um Andeutungen über die Verwertung der Beobachtungen schon jetzt zu geben, sei zunächst auf einzelne Vergleichsbeispiele an Elaeolithsyeniten hingewiesen, wobei ich betone, daß ich hier keinerlei Vollständigkeit überhaupt nur anstreben kann, auch nicht bis auf die älteren Darstellungen, wie z. B. von Michel Levy, zurückgreifen will, deren Angaben ja an vielen Stellen zu finden sind. Das muß späteren ausführlichen Darstellungen überlassen bleiben, wenn die gesammelten Handstücke bearbeitet sind, und alle Beobachtungen wie die Ergebnisse mikroskopischer und chemischer Untersuchungen mit anderen Vorkommen verglichen werden können.

Ähnliche Übergänge von elaeolithsyenitischen Gesteinen zu sauren, selbst quarzführenden Gesteinen sind auch schon von anderen Punkten beschrieben worden, so aus dem

Cnoc-na-Sroine-Massiv in Nordschottland[5]) und von Alnö[6]). Es ist nicht angängig, alle die sauren Schlieren mit ROSENBUSCH[7]) als „eine notwendige Folge der bei der Gesteinskristallisation herrschenden Gesetze“ aufzufassen. Liest man weiter die Angaben von ROSENBUSCH, die er über theralithische Gesteine zusammengefaßt hat[8]), so kommt man schon nach diesen Angaben dazu, daß eine große Zahl dieser Theralithvorkommen entweder nur als besondere Differentiationsprodukte des Syenitmagmas oder aber eben wieder nur als Aufschmelzungserscheinungen aufgefaßt werden können[9]).

Am weitgehendsten sind bisher derartige Aufschmelzungserscheinungen von Intrusivmagmen bisher von

---

[5]) Vgl. J. HORNE and J. J. H. TEALL, On Borolanite — an Igneous Rock, intrusive in the Cambrian Limestone of Assynt. Transact. of the Royal Society of Edinburgh. 1895, **37**, S. 163—178. — S. I. SHAND, Über Borolanit und die Gesteine des Cnoc-nasroine-Massivs in Nordschottland, N. Jahrb. f. Min., 1906, Beil., Bd. **22**, S. 413—453. — On Borolanite and its associates in Assynt. Transact. of the Edinburgh Geological Society, 1910, **9**, S. 202—215 und 376—416.

[6]) A. G. HÖGBOM, Über das Nephelinsyenitgebiet auf der Insel Alnö. Geol. För. i Stockholm Förhandlingar, 1895, **17**, S. 100 bis 160 und 214—256; vgl. auch DALY, Igneous rocks and their origin. New York 1914, S. 419.

[7]) H. ROSENBUSCH, Mikroskopische Physiographie, 4. Aufl., Stuttgart 1908, II, 1, S. 245.

[8]) H. ROSENBUSCH, Mikroskopische Physiographie, 4. Aufl., Stuttgart 1908, II, 1, S. 427 u. ff.

[9]) In diesem Zusammenhang möchte ich darauf hinweisen, daß ich in der Serra de Monchique im südlichen Portugal (N. Jhrb. f. Min., 1914, Beil., Bd. 39, S. 225—267) dem Vorkommen am Granitberg in der Namib Südwestafrikas ähnliche basische neben sauren Schlieren fand. Ich wies schon damals darauf hin, daß diese Schlieren essexitische, theralithische und shonkinitische Teile enthalten, zu denen einige weniger verbreitete monzonitische Glieder hinzutreten. Faßte ich damals diese basischen Schlieren als Spaltprodukte des syenitischen Magmas auf, so machte ich aber schon damals darauf aufmerksam, daß diese Schlieren „sich besonders reichlich an der Grenze des Elaeolithsyenitmassivs finden, daß sie bei Corte Grande an eine eingeschlossene Schieferscholle gebunden sind, und daß endlich an anderen Stellen die Kontaktgrenze in der Nähe dieser basischen Schlieren gelegen hat oder liegt“. Ich betonte auch, „daß diese Schlieren basischer Gesteine sich in die allgemeinen Struktureigentümlichkeiten der Serra de Monchique einordnen“, d. h. daß sie dem eigenartig gestreckten Injektionsverband des dortigen Intrusivkörpers folgen. Ich kann nach den Beobachtungen in Südwestafrika auch diese Schlieren in der Serra de Monchique nicht mehr als Spaltprodukte allein auffassen, sondern muß auch für sie eine intensive Assimilation annehmen.

Daly verwertet worden, der gerade für die Alkaligesteine eine ganz besonders starke Aufschmelzung annimmt, ja deren petrographische Ausbildung im wesentlichen auf Aufschmelzungserscheinungen zurückführt. Es würde meine Darstellung also zunächst nur ein weiteres Beispiel für die allgemeinen Auffassungen von Daly sein und auch den von O. H. Erdmannsdörffer[10]) besprochenen ähnlichen Vorkommen anzureihen sein. Meine Beobachtungen zeigen aber darüber hinaus noch Einzelheiten, die gerade bei dem Widerspruche, den die Assimilation durch Brögger[11]) erfahren hat, besonders besprochen werden mußten. Brögger geht dabei von dem Gedanken aus, „daß die Relationen eines bestimmten Tiefengesteins einerseits zu seinem Ganggefolge und andererseits zu seinen Grenzfaziesbildungen, jedenfalls in beiden Fällen (Erklärung durch Differentiation oder Assimilation) auf analoge Prozesse zurückgeführt werden müssen". Er lehnt unter eingehender Besprechung aller bis dahin geäußerten gegenteiligen Ansichten mit Rücksicht auf die auch hier von mir nicht zu leugnenden, „tatsächlich nachgewiesenen, gesetzmäßigen Beziehungen zwischen den verschiedenen Tiefengesteinen und ihrer Ganggefolgschaft", die Assimilation ab und sagt: „Man müßte dann wohl annehmen, daß irgendwo in der Welt ein nephelinsyenitisches Magma auch durch saure Nebengesteine (Quarzite, Sandsteine usw.) aufgepreßt gewesen sein könnte und dabei infolge der Assimilationshypothese auch saure Gangbegleiter im Gefolge haben müßte"[12]). Ich glaube schon mit der Darstellung der Feldbeobachtungen, die ich erst in späterer Zeit ergänzen kann, gezeigt zu haben, daß dieser von Brögger verlangte Fall am Granitberge vorliegt. Es ist mißlich, jetzt schon alle bekannten Fälle über die Randfazies der Elaeolithsyenite zu besprechen, ehe ich die ge-

---

[10]) O. H. Erdmannsdörffer, Über Einschlüsse und Resorptionsvorgänge in Eruptivgesteinen, Fortschr. d. Mineralogie, 1916, **5**, S. 173—209.

[11]) W. C. Brögger, Die Eruptivgesteine des Kristianiagebiets, III. Das Ganggefolge des Laurdalits. Kristiania Videnskabs-selskabets Skrifter, I. Math. Naturv.-Klasse, 1897, Nr. 6, S. 229 und 230.

[12]) Auch J. Barrell (Geology of the Marysville Mining District, Montana. Professional Paper, United States Geological Survey, Nr. 57, Washington 1907) macht ähnliche Einwendungen: „Marginal assimilation, if a method of invasion, should show certain relations between the form of the intrusion and the chemical nature of the walls, since sandstones, shales and limestones are neither equally soluble nor fusible."

naueren petrographischen Einzelangaben machen kann. Aber die angeführten Beobachtungen von anderen und mir dürften schon zur Genüge andeuten, daß die Erscheinungen der Randfazies aller Elaeolithsyenitvorkommen nicht in der gleichen Weise benützt werden dürfen, ja, daß wir wenigstens für einen Teil nicht ohne die Annahme einer mehr oder weniger starken Assimilation auskommen.

Damit würden meine Untersuchungen im Sinne des DALYschen „magmatic stoping"[13]) (früher als „overhead stoping" bezeichnet) verwertet werden können. Denn alle Beobachtungen sprechen dafür, daß der Mechanismus der Intrusion des Elaeolithsyenits am Granitberg nur bei Beachtung der starken Aufschmelzung erklärt werden kann. Der Aufbau der äußeren Kontaktzone mit seiner intensiven Durchtrümerung des Nebengesteins[14]), die innere Kontaktzone mit ihren nur durch Assimilation erklärbaren Gesteinen, das immer stärkere Aufschmelzen der Schollen von Nebengestein bei weiterer Entfernung von der Grenzzone, die dadurch im Elaeolithsyenit auftretenden verschiedenartigen Schlieren und die durchgreifende Lagerung gegenüber dem Nebengestein lassen kaum eine andere Deutung zu, als daß das Magma in diesem Falle sich seinen Platz eben im wesentlichen selbst geschaffen habe. Auch hierauf werde ich später noch näher einzugehen haben.

Es ist aber nicht zu leugnen, daß neben dieser Assimilation eine starke Differentiation des Magmas eintrat. Denn ich muß auch hier die normale

---

[13]) R. A. DALY, Igneous rocks and their origin, New York 1914, S. 194.

[14]) Ich bin mir wohl bewußt, daß eine starke Durchtrümerung des Nebengesteins am Kontakt größerer Massen längst bekannt, beschrieben oder abgebildet worden ist. Ich erwähne nur Angaben von BRÖGGER (Zeitschr. f. Krist., **16,** 73), DALY (Am. Journ. of science, 1903, (4) **16,** Igneous rocks and their origin, New York 1914, und andere Arbeiten), DEECKE (Geologie von Baden, Berlin 1916, S. 146), KLEMM (Führer bei geologischen Exkursionen im Odenwald, Berlin 1910, und andere Schriften), LEPSIUS (Geologie von Deutschland, **2,** S. 194), SALOMON (Die Adamellogruppe, Abh. d. geol. Reichsanst., Wien 1908, **31,** S. 92), SUESS (Antlitz der Erde, **III 2,** S. 634 u. ff.), THÜRACH (Abh. d. bad. geol. Landesanst., 1897, **3,** S. 637), WILCKENS (Ber. d. niederrhein. geol. Ver., 1908, S. 4). Diese Liste läßt sich zweifellos noch sehr vermehren. Bei vielen dieser Darstellungen vermißt man aber ein Eingehen auf die Resorption in diesen Randzonen. Viele Forscher leugnen direkt eine Assimilation, während andere, wie z. B. SUESS, gerade auf deren Bedeutung hinweisen.

Ganggefolgschaft (s. Tabelle S. 51) auf Differentiationsvorgänge zurückführen. Sowohl eine große Mannigfaltigkeit wie eine große Zahl von Gängen bzw. Gangschwärmen tritt auf, die z. T. auf sehr weite Erstreckung die Umgebung durchsetzen. Aber diese Ganggefolgschaft läßt sich sehr gut trennen von den vielen Apophysen in der äußeren Grenzzone. Diese Gänge durchsetzen das Elaeolithsyenitmassiv, innere und äußere Grenzzone und damit auch die vielen Apophysen, deren Inhalt durch Aufschmelzung wesentlich veränderte Teile des Massivs darstellt. Ich muß mich hier darauf beschränken, anzudeuten, daß ich so nicht nur an dem Granitberg, sondern auch an anderen Syenitvorkommen der Namib Südwestafrikas den Nachweis führen konnte, daß Assimilation und Differentiation von einander zu trennen sind, daß wir in einer älteren Phase des Eindringens vulkanischen Magmas eine intensive, meist unregelmäßige Durchtrümerung des näher benachbarten Nebengesteins mit dem Magma selbst oder aus ihm durch Assimilation umgewandelten Gesteinen sehen. In einer jüngeren Phase setzt dann die Spaltung in tieferen Teilen des Magmas ein. Eruptivmassiv und weitere Umgebung werden von der normalen Ganggefolgschaft durchsetzt. Also einer Assimilation folgt eine Differentiation. Das ist auch schon von anderen angeführt worden, deren Äußerungen ich allerdings bei meinen Arbeiten, bei denen mir immer wieder auch die notwendigere Literatur fehlte, nicht kannte. Ich erwähne nur SUESS[15]), NIGGLI[16]) und ERDMANNSDÖRFFER[17]), auch hier eine weitergehende Besprechung für später aufhebend.

Im Sinne von DALY[18]) könnte man endlich noch in diesem besonderen, allerdings räumlich beschränkten Falle gerade die grobpegmatitische Ausbildung am Kontakte gegen die Dolomite benutzen für die Erklärung der Genesis elaeolithsyenitischer Gesteine nur durch Aufschmelzung von Karbonatgesteinen. Aber trotz dieses scheinbaren Beweises für ein kleines Gebiet kann ich mich nach meiner Kenntnis

---

15) E. SUESS, Antlitz der Erde, III. 2, S. 641.

16) P. NIGGLI, Probleme der magmatischen Differentiation, Chemie der Erde, 1915, **1**.

17) O. H. ERDMANNSDÖRFFER, Über Einschlüsse und Resorptionsvorgänge in Eruptivgesteinen. Fortschr. d. Mineralogie. 1916, **5**, S. 201.

18) R. A. DALY, Igneous rocks and their origin, New York 1914, und viele Einzelschriften desselben Verfassers.

elaeolithsyenitischer Gesteine an anderen Stöcken der Namib wie in den verschiedensten anderen Gebieten der zweifellos sehr anregenden Annahme von DALY nicht anschließen.

II. Zur Kenntnis der Hohlformen, Eindeckungen, Ausfüllungen und Aufschüttungen der Trockengebiete.

An anderer Stelle sind die auch in dem Vortrage näher auseinandergesetzten Vorgänge der Ausbildung verschiedener Landschaftsformen in der Namib Südwestafrikas besprochen worden.[19]) Diese verschiedenen Landschaftsformen kommen schon in der Einteilung der Tabelle auf Seite *51* in den postmiocänen Vorgängen zum Ausdruck. Wir wollen diese drei Landschaftsformen kurz betrachten und daran anschließen eine allgemeine Darstellung der in diesen Formen zum Absatz kommenden Ablagerungen.

1. Die Küstenzone mit ihren vielen kleinen, meist recht kurzen, scharf eingeschnittenen Erosionsschluchten. Sie sind ebenso wie die umgebenden Gehänge ausgezeichnet durch die Ausräumung aller gebildeten Rückstände chemischer Verwitterung. Tau spielt eine große Rolle, ebenso wie die Nebelschauer, die sich bei Westwind auf die küstennahe Zone ergießen, im einzelnen mit unmerkbaren, in der Gesamtwirkung aber doch recht fühlbaren Niederschlägen. In den verschiedenartigen Gesteinen zeigt sich eine völlig wechselnde Ausbildungsform der Erosionswirkungen, so daß neben der verschiedenen Brandungswirkung auch durch diese Erosionswirkung eine Ausbildung verschiedenartiger Formen der Küste selbst wie der Küstenzone entsteht. Aber es ist wohl zu beachten, daß diese Erosionswirkungen nie tief landeinwärts zu verfolgen sind.

2. Die Wannennamib tritt in einem oft nur wenige Kilometer, im größten Teile aber 10—15 km tief landeinwärts reichenden Streifen auf, der sich aus der Gegend von Chamais bis nördlich von Lüderitzbucht (etwa 160 km an der Küste entlang) erstreckt. Es sind Anzeichen dafür vorhanden, daß sie auch noch weiter nördlich ausgebildet ist, daß aber die entstandenen Hohlformen dort durch die äolischen Aufschüttungen in dem großen Dünenmeere verdeckt sind. Aber die Formen des Festlandes wie z. B. gegenüber Itschabo und bei Hottentottenbucht, bis wohin ich das Gebiet

---

[19]) E. KAISER, Bericht über mineralogische und geologische Studien während des Krieges in Südwestafrika. Abhandlungen der Gießener Hochschulgesellschaft, Gießen 1920, II.

kennen gelernt habe, aber auch die Darstellungen des Gebiets weiter nördlich, wie z. B. von REUNING[20]), weisen darauf hin, daß die Faktoren zur Ausbildung einer Wannenlandschaft auch noch weiter nach Norden tätig gewesen sind.

Diese Wannennamib ist bedingt durch das Vorwalten der Deflation, die in der reinen Wüste eine sehr große, manchmal unterschätzte Rolle spielt. Die Deflation wird eingeleitet durch chemische Verwitterung, die nach allem nicht nur in unserer Küstenwüste sehr tiefgründig namentlich in die für Wasser durchlässigen Gesteine eingreift.[21]) Alle durch chemische Verwitterung gelockerten Verwitterungserzeugnisse, wie die bei den gelegentlich sehr starken Regengüssen in Pfannen (Vleys)[21]) zusammengeschwemmten Massen werden von dem Winde ausgeblasen, meist vollständig bis auf den Untergrund, zuweilen aber unter Zurücklassung von mehr oder weniger mächtigen Rückständen. Diese können namentlich durch eine gröbere Gesteinspackung mit einer Panzerung versehen und damit zunächst der weiteren Abtragung gegenüber geschützt werden. Die ?kambrischen Gesteine des Untergrundes der Namib sind sehr viel stärker durchlässig und damit leichter angreifbar als die kristallinen Schiefer. Die ?kambrischen Schichten liegen nun zumeist in S—N gestreckten Mulden, die infolge von Spezialfaltung von den Hauptmulden auf der heutigen Denudationsfläche zum großen Teil getrennt erscheinen. Der chemische Angriff auf die Gesteine bei den gelegentlich starken Regengüssen und der darauffolgenden Wasserbewegung in den Gesteinen und die schon während der Austrocknung einsetzende Abhebung der gelockerten Bestandteile durch den Wind, die Deflation, haben nun an Stelle dieser Mulden eine Reihe von Hohlformen gesetzt. Sie entsprechen den Faltungserscheinungen als einfache langgestreckte Wannen, als Doppelwannen, als Hauptwanne mit einer oder mehreren Nebenwannen, als längere Rinnen mit (in kristallinen Schiefern) gerundeten oder (im Bereiche der kambrischen Quarzite und Dolomite) scharfkantigen und zackigen Kämmen zwischen den Wannen und Rinnen. Ich hebe besonders hervor, daß man ohne den WALTHERschen Begriff der Deflation in den Wüstengebieten nicht auskommt, daß man die Deflation scharf von der auch hier wirkenden

[20]) E. REUNING, Eine Reise längs der Küste Lüderitzbucht—Swakopmund. Mitt. a. d. deutschen Schutzgebieten, 1913, **26**, S. 118—126.

[21]) Vgl. den S. *52* Anm. 3 angegebenen Bericht.

Korrasion trennen muß. Die Abhebung der durch die Vorgänge chemischer Verwitterung, auch wohl durch eine in der Wannennamib meist nicht auffallende Insolation gelockerten Bestandteile zeigt uns einen ganz anderen Vorgang an als die schleifende und wetzende Wirkung der gelockerten und durch den Wind bewegten Massen auf den Untergrund, die Korrasion. Wie J. WALTHER sehr richtig sagt, ist es müßig, darüber zu streiten, ob in dem einen Falle Deflation oder Korrasion die Form gestaltet hat. Wenn auch in vielen Fällen beide zusammenwirken, so können wir sie nicht nur dem Vorgange, sondern auch der Wirkung nach vielfach sehr gut voneinander unterscheiden. Alle meine Beobachtungen zwingen mich dazu, J. WALTHER[22]) vollkommen beizupflichten, daß der Vorgang der Abhebung der durch andere Vorgänge gelockerten Bestandteile **für die reine Wüste der wichtigste Denudationsvorgang** ist und deshalb mit einem besonderen Namen, **Deflation**, belegt werden muß. Die großen Hohlformen der Namib verdanken ihre Entstehung in erster Linie der abhebenden Tätigkeit der Deflation. Die vielen Kleinformen, als Windkanter, Windschliffe, Grate, Rippen, Windstiche, Windrillen, Windfurchen, manche Pilzfelsen und Baldachine usw., sind zumeist fast ganz auf reine Korrasion zurückzuführen. Andere Formen endlich, wie einzelne Pilzfelsen, Baldachine, Bröckellöcher, Felsentaschen, Wabenstrukturen u. a., sind wiederum mehr durch rein chemische Verwitterung mit ihr gegenüber zurücktretender Deflation zu erklären. So spielen, wie ich hier nur andeute, die verschiedenen Ursachen der Ausgestaltung von Trockengebieten eine wechselnde Rolle. Aber alle diese Vorgänge sind als solche wohl zu unterscheiden. Chemische Verwitterung, Insolation, Deflation, Korrasion sind als Ursachen der Erscheinungen nicht nur der Wüstengebiete allein, sondern im allgemeinen auch der gesamten Trockengebiete sehr wohl von einander zu unterscheiden. Hinzu kommt entweder stellenweise oder über große Gebiete ausgedehnt die Tätigkeit des rinnenden, des fließenden und des in Flächenspülung (Schichtfluten) wirkenden Wassers sowohl in den Trockengebieten im allgemeinen, als auch in den extrem ariden Gebieten, den Wüsten.

In der Wannennamib, dem Gebiete ausgesprochenster Wüste, spielt die Deflation die hervorragendste Rolle. Sie

[22]) J. WALTHER, Gesetz der Wüstenbildung, 2. Aufl., Leipzig, 1912, S. 166.

schafft die vielen Hohlformen, räumt die Mulden ?kambrischer Schichten aus. Eine flächenhafte Wirkung der Deflation allein habe ich nicht beobachtet, kann mir auch die Ausbildung von großen Flächen durch Deflation allein nur in dem ganz besonderen Fall eines regional weitverbreiteten, einheitlich zusammengesetzten und chemisch auf große Strecken gleichmäßig verwitternden Gesteins denken.

Die Korrasion wirkt ausschleifend, schafft nicht nur kleine Rinnen und Rillen, sondern auch größere Schluchten und Talfurchen. Dies kommt besonders schön in einheitlich zusammengesetzten Dolomiten zum Ausdruck, wie in dem massigen Hauptdolomit des ?Kambriums. In ihnen sind an vielen Stellen, unbekümmert um die Schichtung, längere talartige, aber fast ganz geradlinig nach der Windrichtung verlaufende Rinnen, oft in einer großen Zahl nebeneinander, eingegraben. Die zwischen den Rinnen gebildeten Rücken werden aber auch umgestaltet und in einzelne in der Windrichtung gestreckte Kuppen zerlegt, mit einer breiten, dem Winde zugekehrten und einer flach abfallenden Seite im Windschatten. Unterhöhlungen an der breiten Stirnseite, mannigfache Hohlfurchen am Gehänge in der Windrichtung, das Herausarbeiten aller Härteunterschiede, wie der feinsten Quarztrümer, sind nur Einzelerscheinungen in dieser rastlosen Arbeit der unzähligen Sandkörner. Die Schluchten sind bei fortdauernder Korrasion frei und zeigen auch in ihrer Sohle den festen Fels oder aber sind, bei längerem Stillstand der Windausfurchung, mit feinem oder grobem Schutt mehr oder weniger ausgefüllt. Folgt Zeiten stärkerer Windabtragung eine längere Zeit der Zufuhr von Abtragungsprodukten aus anderen Gebieten, so füllen sich die Rinnen mehr und mehr mit Flugsand aus, der zunächst sehr leicht beweglich ist, aber gerade in der südlichen Namib infolge der Grundfeuchtigkeit[23]) eine erheblichere Vegetation erhalten und dadurch festgelegt werden kann. Gerade auf diesen vegetationsreicheren Flugsandmassen kann dann neuer zugewehter Staub und Sand weiter festgehalten und damit immer mehr aufgeschüttet werden. Dann sinken die Rücken mehr und mehr in dem Flugsand unter und zuletzt ragen nur noch einzelne Kuppen aus einer mit Flugsand völlig verdeckten Landschaft hervor.[24]) Man wolle daraus aber

[23]) Vgl. hierzu die Ausführungen in Zeitschr. f. prakt. Geol., 1919, **27**, S. 170—173.

[24]) Abbildungen in dem S. *64* Anm. 19 angeführten Bericht.

nicht etwa schließen, daß sich solche Dolomitkuppenlandschaften auf weite Strecken hin fortsetzen. Denn wie erneut an einem Punkt ansetzende Deflation den ganzen Flugsand durch Deflation wieder fortschaffen kann, so zeigen sich in nahe benachbarten Gebieten Abtragung und Aufschüttung nebeneinander tätig, je nach den Windverhältnissen zeitlich und räumlich wechselnd. — Wirkt die Korrasion in der Ausbildung der eigenartigen Dolomitkuppenlandschaften in den massigen Dolomiten, so zeigt sich eine andere Einwirkung auch in den übrigen Untergrundgesteinen unseres Gebietes. Ich führe nur einiges an, um die wechselvolle Ausgestaltung gerade der Wannennamib anzudeuten; Bändrige Gesteine werden nach ihren Härteunterschieden ausgenagt und ausgefurcht. Härtere Adern, Gänge, Konkretionen und unregelmäßige Durchtrümerungen, wie sie namentlich in den oft vorhandenen Verkieselungszonen auftreten, werden herausgearbeitet und geben zu ganz eigenartigen Gestaltungen Veranlassung. Körnige Gesteine werden zuerst nach den Härteunterschieden der einzelnen Bestandteile angegriffen. Von den Windstichen an der Siptze der Blöcke gehen dann an den Seiten der Blöcke Windrillen und Windfurchen aus, die unbekümmert um die einzelnen Gesteinsgemengteile an den Blöcken entlang ziehen. Nur ganz winzige Erhebungen zeigen an den Rillen und Furchen einzelne Quarzkörner des gemengten Gesteins an, die nicht ganz so rasch wie die übrigen Bestandteile abgetragen wurden. Die Fülle der Gestaltungsformen an der Oberfläche durch die Korrasion kann in einem kurzen Berichte nicht wiedergegeben werden.

Ich fasse noch einmal die Unterschiede von Deflation und Korrasion kurz zusammen. Die Deflation hebt die durch andere Vorgänge gelockerten Massen ab. Die Korrasion schleift, sticht, schrammt, gräbt, furcht aus mit den durch andere Vorgänge gelockerten feinen Körnern, die zum größten Teil aus Quarz bestehen. Deflation und Insolation schaffen die Bestandteile für die Korrasion. Jede dieser Ursachen kann bei der Ausgestaltung einer begrenzten Oberfläche für sich allein tätig sein. Beide wirken auch nicht selten gemeinsam.

Es wird sich bei der Verarbeitung meiner Beobachtungen noch manche Gelegenheit finden, auf diese Vorgänge und ihre Wirkungen zurückzukommen.

3. Die Flächennamib zeigt gegenüber der Wannennamib die — eben flächenhaft — weit ausgedehnte Mit-

wirkung des Wassers bei der Ausbildung weiter E i n - d e c k u n g e n. Alle Hohlformen sind mehr oder weniger ausgefüllt und zuletzt, abgesehen von den höheren Bergrücken und den Anstiegen zu der inneren Hochfläche, völlig verschwunden. Alles erscheint nicht nur, sondern ist eingeebnet. Denn wenn wir die Unterkante dieser flächenhaften Eindeckungen freilegen könnten, so würden wir einen Untergrund mit vielfachen Erhebungen und Hohlformen, vielleicht auch typische Erosionstäler oder aride Ausfurchungen, ja vielleicht wieder Reste einer im wesentlichen durch Deflation entstandenen Wannenlandschaft feststellen können. Da gerade diese großen Schutteindeckungen sehr oft gute Wassersammler sind, so wird man bei nahe benachbarten Bohrungen oft erhebliche Unterschiede finden müssen[25]). Dabei muß in diesen großen Eindeckungen, der Entstehung entsprechend, eine sehr große Mannigfaltigkeit der Ablagerung zu beobachten sein. Aber die Oberfläche erscheint einheitlich. Große, Hunderte, oft auch Tausende von Quadratkilometern umfassende Schuttkegel lehnen sich an die höheren Gebirgsstöcke und die Anstiege zur inneren Hochfläche Südafrikas an und machen bei ihrer ganz flachen Böschung den Eindruck von Fastebenen, die erst in weiter Entfernung, oft erst am Horizont die höheren Bergzüge oder hie und da zerstreut die Reste von einzelnen Inselbergen als Zeugen erkennen lassen. Wie Inseln liegen sie in der in ihrem eigenen Schutt ertrinkenden Landschaft[26]). N i c h t d a s W a s s e r a l l e i n s c h a f f t d i e s e g r o ß e n f l ä c h e n h a f t e n E i n d e c k u n g e n , sondern vor allem die Windausfüllung aller gebildeten Hohlformen, Rinnen und Senken durch Deflation an einzelnen Stellen und der Absatz der fortgeführten Produkte in den Vertiefungen bedingt erst die völlige Einebnung dieser Landschaften. Die durch den Wind zugeführten lockeren Bestandteile würden aber immer wieder fortgeführt, die Furchen freigelegt werden, wenn nicht die Wasserbewegung in diesen Schuttmassen gerade bei den feinkörnigeren Bestandteilen in der Nähe der Oberfläche Krustenbildungen, vor allem Verkalkungen, hervorriefe, wodurch eine Verfestigung an der Oberfläche der Eindeckungen erfolgt. Neue Wolkenbrüche können gerade wegen dieser Krusten nicht von neuem ausgraben, sondern müssen als Schichtfluten,

---

[25]) Vgl. P. RANGE, Ergebnisse von Bohrungen in Deutsch-südwestafrika; Beitr. z. geolog. Erforschung der deutsch. Schutzgebiete, Heft 11, Berlin 1915.

[26]) Abbildung in dem Anm. 19, S. *64* angeführten Bericht.

als Flächenspülungen über die Fläche hinweg ziehen, hin und her pendelnd, seitlich nicht beschränkt durch vorgebildete Grenzen für das Bett der abziehenden Wassermassen. Auch die Insolation wirkt in diesen inneren Teilen der Namib kräftiger. Alle Gesteinsbruchstücke, ob klein oder groß, werden namentlich am Abhange der aus diesen Flächen hervorragenden Gebirgsstöcke, unbekümmert um die Gesteinszusammensetzung, zersprengt und liefern so gerade am Abhange der Gebirgsstöcke und am Anstiege zur inneren Hochfläche immer neuen groben und feinen Schutt zur Fortbewegung durch die Schichtfluten und zur Verstärkung der Eindeckungen. — So wirken die verschiedenen Folgeerscheinungen des Trockengebiets ineinander, nacheinander und durcheinander bei diesen flächenhaften Eindeckungen der Flächennamib, wie bei den vielen mächtigen Schuttflächen im Innern von Südafrika, wie auch wohl in anderen Trockengebieten. Zur Wirkung des Wassers kommt die Wirkung des Windes, die Deflation, geringer die Korrasion, dann aber recht stark die Wirkung der Sonne, die Insolation, und endlich, immer wieder tätig, die chemische Verwitterung. So sehen wir in den großen flächenhaften Eindeckungen die Wirkungen verschiedener Folgeerscheinungen eines Trockengebiets.

Durch die Verlegung der Erosionsbasis einer so verschütteten Landschaft kann natürlich das Bild von neuem verändert werden. Selbst die mächtigsten Krusten können dann der bei den gelegentlichen Regengüssen immer wieder erneut einsetzenden rückwärtsschreitenden Erosion nicht widerstehen. Infolge der unregelmäßigen Zusammensetzung der Schuttablagerungen bildet sich ein unregelmäßiges Erosionssystem aus, das zum Schluß beeinflußt wird von der Ausbildung des Untergrundes unter dem Schutte. Wo aber die Schuttablagerungen einmal gleichmäßig zusammengesetzt sind, da bildet sich auch ein ziemlich regelmäßiges Erosionssystem aus. Infolge der Unregelmäßigkeit der Niederschläge können aber die Erosionswirkungen wieder verdeckt, eingedeckt werden durch neuen Schutt, dann verkrustet werden, so daß nach längerer Zeit einsetzende neue größere Niederschläge die Erosionsarbeit an anderen Stellen erst wieder neu ansetzen müssen. Auch hierdurch wird die Vielgestaltigkeit dieser ariden Eindeckungen vergrößert.

Unstatthaft ist es, in diesen Eindeckungen die Wirkungen einer vergangenen Pluvialperiode zu sehen. Noch heute bilden die jetzt wirksamen Ursachen ariden Klimas entweder weit-

anhaltende flächenhafte Eindeckungen in dem Gebiete der Flächennamib und in den inneren Trockengebieten Südafrikas oder kurze Ausfüllungen in den Hohlformen der Wannennamib, worauf ich nachher näher eingehe.

Daß die Flächennamib einst sehr viel größere Gebiete überdeckte, das zeigt sich in den Resten der Flächennamib, die man im Gebiet der Wannennamib als einzelne, die Wannen überragende Tafelberge beobachtet. Sie führen auf ihrer Spitze die Ablagerungen größerer Eindeckungen, deren Verfolgung bis zu den marinen Ablagerungen bei Bogenfels-Buntfeldschuh das bereits tertiäre Alter dieser Eindeckungen nachwies.

4. Übergänge der Flächen in die Wannennamib. Es ist an anderer Stelle[27]) bei der Entwicklungsgeschichte der heutigen Landoberfläche dargelegt worden, daß die Wannennamib in einem Teile der vorher von flächenhaften Eindeckungen überzogenen Gebiete bis in deren Untergrund eingegraben worden ist. Die Ursachen der flächenhaften Eindeckungen sind allmählich zurückgedrängt worden und haben allmählich reiner Deflation Platz gemacht. Aber dieses Zurückdrängen der anderen Ursachen ist nicht stetig gewesen, sondern die Ursachen flächenhafter Eindeckungen sind wieder zeitweise oder nur örtlich in das Gebiet der Wannennamib eingedrungen. Sie schütteten dort wieder einzelne Schuttkegel auf, die später wieder durch Denudationsvorgänge (zumeist nur Deflation) zerschnitten wurden, sich in den Hohlformen der Wannennamib als Schuttflächen über dem Wannentiefsten erhoben. Nach ihrer Zerschneidung bilden sie Terrassenreste, ältere und jüngere Schuttstufen als Ausfüllung der Hohlformen.

Die Grenze vorwiegender Deflation und damit die Begrenzung der Wannennamib wandert ständig hin und her. Ein von Deflation betroffenes Gebiet kann wieder durch rinnendes und in Schichtfluten in die Hohlformen sich ausbreitendes Wasser, wie durch Flächenspülung in der inneren Namib umgestaltet und immer von neuem wechselnd von ähnlichen Schwankungen betroffen werden. Dieses Wandern kann sich mehrfach wiederholen, so daß mehrfache Schuttstufen am Gehänge entstehen. Es scheint allerdings unmöglich, durch eine Gleichstellung der Schuttstufen in den einzelnen Hohlformen Altersstufen dieser flu-

---

[27]) Vgl. den Anm. 19, S. *64* angeführten Bericht.

vio-ariden Ausfüllungen festzustellen und durch die Zahl der Schuttstufen in den Hohlformen etwa auf ein so und so oftmaliges Einwandern flächenhafter Eindeckungen in das Gebiet der Wannennamib zu schließen.

Dieses Schwanken der Grenze vorwiegender Deflation ist abhängig von den allgemeinen klimatischen Vorgängen. Die Deflation herrscht heute in dem oben (S. *64*) angegebenen Küstenstreifen vor, während weiter landeinwärts die Gebiete der Flächennamib liegen, die in der nördlichen Namib, z. B. in der Gegend von Swakopmund, an die Küste herantritt. Daß der Küstenstreifen südlich von Lüderitzbucht uns die Deflation in so überzeugend schöner Weise zeigt, hängt mit den gleichmäßig durch einen großen Teil des Jahres hindurch wehenden starken Südwinden zusammen. Eine Verschiebung der Küstenlinie haben wir aber aus mehreren Gründen anzunehmen. Untergetauchte Teile der Wannenlandschaft (Buchten bei Lüderitzbucht, Bootsbucht, Elisabethbucht, Prinzenbucht, Dreimasterbucht und andere) wie der ganze Verlauf der Küstenlinie, dann zum Teil oder ganz verlandete Buchten und über dem heutigen Meeresspiegel liegende Strandterrassen zeigen uns positive und negative Strandverschiebungen an[28]). Diese Verschiebungen der Küstenlinie bedingten ein Wandern der klimatischen Einwirkungen im Innern und damit eine Verlegung der Grenze von Wannen- zu Flächennamib, die mit dem Wechsel in der Richtung der Strandverschiebungen ständig hin und her wanderte.

5. Zu diesen ariden und fluvio-ariden Eindeckungen und Absätzen und den fluvio-ariden Ausfüllungen kommen endlich auch noch die zum Teil regional weit verbreiteten Aufschüttungen durch Flugsand, Sandwehen, Wanderdünen, Barchane und Dünenmeere, durch Schutt der verschiedensten Korngrößen in den verschiedensten Lagerungsformen als Schuttleisten, Schuttrinnen, Schuttzungen, Schuttflächen, Schuttkegel usw. Die Wirkung des Windes, der Insolation und der eigenen Schwerkraft kommen bei ihrer Entstehung, Wanderung, Neuabsatz und Fortführung in erster Linie in Betracht. Auf die Bedeutung dieser einzelnen Aufschüttungen,

---

[28]) Vgl. dazu auch die schönen „Vergleichende Küstenstudien" von H. Lotz in H. Lotz, J. Böhm und W. Weissermel, Geolog. u. palaeontol. Beitr. z. Kenntnis der Lüderitzbuchter Diamantablagerungen; Beitr. z. geolog. Erforsch. d. deutschen Schutzgebiete, Heft 5, Berlin 1913.

ihre Entstehung, Verbreitung und Veränderung möchte ich an dieser Stelle nicht eingehen. Einzelne weitere Angaben findet man in dem schon angeführten Bericht (S. *64* Anm. 19.).

III. Kalkkrusten.

Eine besondere Bedeutung hat die Verfolgung aller dieser Vorgänge nicht nur lokal für die Entwicklungsgeschichte der Landoberfläche unseres Gebietes, sondern für den Vergleich mit anderen Gebieten und für die Deutung älterer Ablagerungen, wie es uns vor kurzem Herr HARRASSOWITZ in der Sitzung der Geologischen Vereinigung vom 27. 3. 20 schilderte. Ich möchte hier vor allem auf das im Vorhergehenden angedeutete, immer wieder hervortretende Widerspiel der in Trockengebieten tätigen Faktoren hinweisen. Zeigt sich so ein Kampf zwischen den verschiedenen Faktoren um die Vorherrschaft an der einen Grenze, so gilt ähnliches auch an den anderen Grenzen der verschiedenen Teile der Trockengebiete. Wir wollen hier aber nur die Grenze gegen die Gebiete reiner Deflation ins Auge fassen. Die Wannenlandschaft ist ein Gebiet anderer Ablagerungen als die Flächenlandschaft. Andererseits ist ein Teil der Wannenlandschaft ein Gebiet vorwiegender oder reiner Abtragung. So können wir schon allein in der Wannenlandschaft Abtragungs- und Ablagerungsgebiete unterscheiden. Ganz im allgemeinen können in den Gebieten extrem-ariden Klimas Abtragungs- und Ablagerungsgebiete miteinander wechseln. Das zeigt uns das spätestens im Miocän beginnende Wandern der Grenze von Wannen- zur Flächenentwicklung der Landschaft unseres Trockengebiets, andererseits das Vorschieben von Stücken jüngerer flächenhafter Aufschüttung in die durch Deflation ausgehöhlten Wannen hinein. Aber nicht nur, wie im großen die vorherrschende Abtragung durch Deflation gegen die flächenhaften Eindeckungen vordringt und vor ihnen zurückweicht, so wechselt auch die rein aride Aufschüttung des Schuttes und des Flugsandes gegenüber der völligen Deflation aller lockeren Aufschüttungen innerhalb kurzer Zeiträume. Ja, innerhalb eines Jahres kann man sehen, wie zeitweise eine Auflagerung des Flugsandes, zeitweise eine völlige Ausräumung durch den Wind erfolgt. Das stete Wandern der Flugsandmassen und Wanderdünen zeigt eine weitere, stete Veränderung der Ablagerungsgebiete.

Nun können unter dem Einflusse der Niederschläge und der chemischen Verwitterung einzelne Stadien in diesem Wechsel festgehalten werden. Einsickernde und wieder aufsteigende Lösungen bedingen eine Wanderung aus der Luft zugeführter und aus der chemischen Verwitterung hervorgehender Salze. Mannigfacher Austausch vollzieht sich bei dieser Wasserbewegung. Andererseits bringt das aus einem längeren Kreislauf durch die Gesteine wieder nach der Oberfläche zurückkehrende, an Feuchtigkeitshorizonten[29]) austretende Wasser eine Menge Salze mit. Dieses Wasser verdunstet in der Nähe der Feuchtigkeitshorizonte oder tritt aus diesen in die Verdunstungspfannen über, wo es allmählich völlig, oft aber wegen der großen Menge dort befindlicher hygroskopischer Salze nie vollständig verdampft. Daraus ergeben sich viele Stellen, an denen lokal ständig oder regional zeitweise die in dem austretenden Wasser befindlichen Salze ausgeschieden werden. Dadurch wird eine lokale oder regionale Verkrustung bedingt, die aus den verschiedenartigsten Salzen gebildet sein kann. Auf alle diese verschiedenartigen Salzausscheidungen einzugehen, ist hier nicht möglich. Die größte Bedeutung haben die Kalkkrusten, die sich heute noch bilden, aber zeitweise eine stärkere Ausbildung erfahren haben. Es sind die Wüsten- oder Steppenkalke, die von so vielen Forschern bereits geschildert worden sind, die ich als Flächenkalk wegen ihrer großen, oben schon berührten Bedeutung für die Verfestigung der flächenhaften Eindeckungen bezeichne. An anderen Stellen, wo sie dem Austritt aus Grundwasserträgern entstammen und auch oft eine andersartige Beschaffenheit annehmen, möchte ich sie als Kalksinter bezeichnen. Dieser zeigt oft eine äußert reine Beschaffenheit, ist, namentlich auf Klüften nahe der Oberfläche, frei von Staub und Sand, enthält nur geringe, färbende Beimengungen und geht in Kalkonyx über. Es ist später eine genauere Darstellung der petrographischen Ausbildung dieser weit verbreiteten und wichtigen Ausscheidungen der Flächenkalke und Kalksinter nachzuholen. Es sei hier nur bemerkt, daß gerade die Kalkkrusten, die Flächenkalke sehr verschieden ausgebildet sind, je nach dem Gesteine, auf oder in dem sie sich bildeten, je nach der Entfernung von der Oberfläche. Sie sind augenscheinlich in ihrer Ausbildung auch abhängig von der Art und Menge des Lösungsmittels, aus dem sie sich abschieden.

[29]) Vgl. hierzu die S. 52, Anm. 3 angeführte Mitteilung.

Für die Zwecke dieser Darstellung genügt es, auf die Art des Auftretens hinzuweisen. Man darf nicht annehmen, daß sie, wie es mehrfach angegeben wird, die Oberfläche eines extrem-ariden Gebietes, einer reinen Wüste, vollständig überziehen. Im Gegenteil: Weite Strecken des reinsten Trockengebietes sind heute frei von jeglicher Verkrustung. Ja, die großen Gebiete mit Sandwehen und die Dünenmeere sind nur in längeren, windstillen oder windarmen Zeiten nach Niederschlägen mit einer dünnen Kruste überzogen, die aber zumeist schon in der nächsten Windperiode wieder zerschnitten wird. Aber sie können weit verbreitet ebenso wie lokal begrenzt auftreten. Haben wir nun eine Periode stärkerer Verkrustung mit Flächenkalk (Steppen- oder Wüstenkalk), so werden diese Kalkkrusten auf der zeitigen Landoberfläche die verschiedenartigsten Gesteinsglieder jüngerer und älterer Aufschüttungen, Ausfüllungen und Eindeckungen, wie verschiedenster gerade entblöster Untergrundgesteine treffen. Werden auch die Oberflächen vieler Gesteine besonders überkrustet, so bilden sich die Hauptkrusten in den porösen Gesteinen innerhalb derselben, verkitten die gröberen und feineren Schutt- und Sandbestandteile entweder lagenweise oder konkretionär oder füllen Poren und Hohlräume aus. Ist aber die Zeit dieser Krustenbildungen vorüber, aber auch schon während derselben, setzen chemische Verwitterung, Insolation, Deflation, Korrasion, fluvio-aride wie rein aride Abtragung und Auflagerung wieder ein. Eine neue Landoberfläche nach einer gewissen Zeit zeigt dann stellenweise die ältere Kalkkruste noch an der neuen Oberfläche erhalten, an anderen Stellen mit neuen Ablagerungen verschiedenartigster Entstehung überdeckt, an weiteren Stellen durch aride und fluvio-aride Einwirkung oft weitgehend zerschnitten. Eine neue Kalkkrustenbildung verstärkt an den einen Stellen die ältere Kruste, während an anderen jüngere Ablagerungen, an weiteren aber ältere Ablagerungen, die unter der älteren Kalkkruste lagerten, mit der neuen Kalkkruste überdeckt werden. Der Vorgang wiederholt sich unter dem steten Widerspiele der Faktoren ariden Klimas so und so oft. Stellenweise dauert er längere Zeiten gleichmäßig durch, an anderen Stellen wandert die lokale Krustenbildung mit dem Verschieben der Feuchtigkeitshorizonte durch Denudation oder Aufschüttung von Ort zu Ort.

Man beachte, daß in den Gebieten extrem-ariden Klimas Ablagerung und Abtragung lokal, aber zuweilen auch

regional, stets miteinander wechseln, daß wir hier von reinen Ablagerungsgebieten nicht sprechen können. Es ergibt sich, daß ein Querschnitt durch ein Gebiet extremariden Klimas der heutigen wie fossiler Ablagerungen uns in den Eindeckungen, Ausfüllungen und Aufschüttungen ein wirres Durcheinander verschieden alter, verschieden entstandener und verschieden zusammengesetzter Gesteine gibt. Infolgedessen können die Kalkkrusten, wenn sie nicht zufällig, was aber kaum sicher nachzuweisen ist, nur einer Zeit entstammen, keinen einheitlichen Leithorizont liefern. Selbst paläontologische Daten werden für fossile Ablagerungen nur selten sichere Ergebnisse zeitigen, da es sich um Landfaunen handelt, die ja in den extrem-ariden Gebieten nur eine geringe Variabilität aufweisen. Zeigt sich so aus der Beobachtung der heutigen Vorgänge und aus der deduktiven Ableitung eines Aufschüttungsgebietes am Rande gegen ein rein arides Abtragungsgebiet (Beispiel: Flächen- zu Wannennamib) die große Schwierigkeit der zeitlichen Deutung der einzelnen Ablagerungsreste, so wird die entsprechende Deutung in ähnlichen Grenzgebieten fossiler Wüsten noch sehr viel schwieriger sein. Einfacher liegen die Verhältnisse, wenn man in die reinen Aufschüttungsgebiete hinübertritt, doch sollen diese hier nicht näher besprochen werden, da sie eine ganz besonders eingehende Behandlung unter Berücksichtigung der weit zerstreuten Literatur verdienen.

Die Kalkkrusten sind auf weite Strecken verkieselt worden. Die Hauptverkieselung muß gegen Ende des Tertiärs eingetreten sein. Dem entsprechen die Quarzite auf den Tafelbergen, die als Reste einer einst weiteren Ausdehnung der Flächennamib über die Wannennamib hervorragen. Die eingehende Beschreibung dieser Verkieselung, die sich in wesentlichen Punkten von der von Passarge[30]) und Kalkowsky[31]) beschriebenen Verkieselung ähnlicher Schichten in der Kalahari unterscheidet, kann ebenfalls erst später gegeben werden.

An der Besprechung beteiligen sich die Herren Range, Philipp, Pompeckj und der Vortragende.

---

[30]) S. Passarge, Die Kalahari, Berlin 1904.

[31]) E. Kalkowsky, Die Verkieselung der Gesteine in der nördlichen Kalahari; Abhandl. d. naturw. Ges. Isis, Dresden 1901, S. 55—107.

Herr **G. BERG** spricht über:

Struktur und Entstehung der lothringischen Minetteerze.[1])

Ellipsodische schalige Brauneisenerz-Oolithe in Kalkgrundmasse, das ist die einfachste und häufigste Ausbildung des Minetteerzes. Jedes Oolithkorn hat einen Kern, der durch Umkrustung mit Eisenerz gerundet und offensichtlich auf ein bestimmtes Gewicht gebracht wird. Die Oolithschalen setzen sich also nicht in einer bestimmten Dicke ab, sondern so, daß große Kerne nur eine dünne Schale, kleine Kerne hundertfache Umkrustung zeigen, und daß im Endergebnis alle Körnchen ungefähr gleiche Größe erhalten.

Die Kerne der Oolithe bestehen sehr häufig aus Trümmern älterer, früher gebildeter und dann wieder zerstörter Oolithkörner. Zwischen den Eisensteinkörnchen liegen vielfach Muschelsplitterchen und organogene Kalkgeröllchen, deren Mikrostrukturen durch Einwanderung von Eisenerz oft auf das Prächtigste herauspräpariert sind.

Außer Eisenoxydhydrat setzten sich Krusten von Eisensilikat um die flottierenden Körnchen ab. Stellenweise bestehen sogar die ganzen Oolithe aus konzentrisch schaligen Eisensilikathäuten von gelbgrüner Farbe.

In vielen Minettevorkommen sind die fertig gebildeten Oolithe nicht unmittelbar in die feinkristalline Kalkgrundmasse eingebettet, sondern sie werden girlandenartig umwunden von isotroper oder nur streifenweise schwach doppelbrechender, kolloidaler, dunkelgrüner Silikatmasse. Diese setzte sich erst ab, als die Oolithkörner schon am Boden lagen, denn sie fehlt an den Auflagerungsflächen und Berührungspunkten der Körner.

Bekanntlich haben die vielfachen kopf- bis rumpfgroßen kalkigen Einlagerungen, wie wir sie z. B. besonders im Grauen Lager finden, keine spitz linsenförmigen, sondern gerundete und oft sogar eigenartig buchtige Querschnitte. Es hat dies seinen Grund darin, daß an den schmalen Spitzen zwischen über- und unterlagerndem Erz der Kalk durch Eisenerz ersetzt und verdrängt wird. Aus der Nachbarschaft wandert das kolloidale Eisensilikat in die kalkige Linse ein, bildet aber in diesem Fall nicht Girlanden, sondern siedelt sich unregelmäßig nesterweise im Kalk an.

---

[1]) Der Inhalt des Vortrages wird ausführlich in den Abhandlungen der Geol. Ges. veröffentlicht werden.

Durch Umsetzung zwischen dem Kalkkarbonat und dem Eisenoxydhydrat entsteht bei Gegenwart kohlensäurehaltiger Sickerwasser Eisenkarbonat, welches die Oolithe von außen nach innen fortschreitend ersetzt, oft aber auch unregelmäßig wie eine krankhafte Wucherung in die Oolithkörner vordringt.

Verschiedentlich, zumal im Grauen Lager hat man die Neubildung von Magneteisenerz beobachten können. Dieses bildet sich nur auf Kosten des kolloidalen Eisenoxydulsilikats und setzt sich daher als feiner Bart staubfeiner Magnetitkriställchen auf der Oberfläche der Oolithkörner an.

Schwefelkies durchwuchert vielfach in Nestchen und Körnchen zumal die untersten Lager. Geringe Mengen von Pyrit bilden zarte dendritähnliche Nestchen zwischen und zum Teil auch in den Oolithkörnern. Größere Mengen nehmen Würfelform oder die Form von Knollen mit kristalliner Oberfläche an. Hier und da wird auch ein Oolithkorn durch Pyrit verdrängt, wobei dann das Sulfid undeutlich noch die Schalenstruktur seines Ursprungsminerals erkennen läßt.

Nahe am Ausstrich hat eine der Ortssteinbildung analoge Ferretisierung stattgefunden, wobei die Oolithkörner durch formlose sekundäre Brauneisensteinmassen verkittet wurden.

Zur Erörterung des Vortrags spricht Herr MESTWERDT.

Der Bericht wird verlesen und genehmigt.

v. w. o.

POMPECKJ. JANENSCH. BÄRTLING.

Neueingänge der Bibliothek.

BÄRTLING, R.: Verbreitung und praktische Bedeutung der Erdbrandgesteine. S.-A. aus: Diese Zeitschr., Bd. **71**, Jahrg. 1919, Monatsber. 5—7. Berlin 1919.
— Grundzüge der Kriegsgeologie. S.-A. aus: w. v., Bd. **68**, Jahrg. 1916, Monatsber. 4—6. Berlin 1916.
— Schwerspat, Cölestin. S.-A. aus: Die nutzbaren Mineralien, Bd. II. Verlag von FERDINAND ENKE, Stuttgart.
— Glimmer. S.-A. aus: w. v.

BLUMER, E.: Entwurf einer Übersicht der Erdöllagerstätten. S.-A. aus: HEIM-Festschrift, Vierteljahresschrift d. Naturf. Ges. in Zürich, Bd. **54**, 1919. Zürich 1919.

BRANDES, TH.: Die varistischen Züge im geologischen Bau Mitteldeutschlands. (Ein Beitrag zur Kenntnis der Struktur und Paläogeographie des zentralen Deutschlands.) S.-A. aus: Neues Jahrb. f. Min., Beil., Bd. **43**. Stuttgart 1919.

GOEBEL, FR.: Eine geologische Kartierung im mazedonisch-albanischen Grenzgebiet beiderseits des Ochrida-Sees. S.-A. aus: Berichte der mathem.-physikal. Klasse d. sächs. Akademie d. Wissenschaften zu Leipzig, Bd. **71**, Mai 1919. Leipzig 1919.

JENTZSCH, A.: Über rechts- und linksläufige Seen. S.-A. aus: Abhandl. d. Preuß. Geolog. Landesanst., N. F., Heft 83, Berlin 1919.
— Geologischer Führer durch die Umgegend Thorns. Selbstverlag des Städt. Museums, Thorn 1919.

KIRSTE, E.: Die geologische Literatur des Herzogtums Sachsen-Altenburg. S.-A. aus: Mitteil. aus dem Osterlande, N. F., Bd. XIV, 1910. Altenburg 1910.
— Die Graptolithen des Altenburger Ostkreises. S.-A. aus: w. v., Bd. XVI. Altenburg 1919.

KLÜPFEL, W.: Zur Kenntnis der Stratigraphie und Paläogeographie des Amberger Kreidegebiets. S.-A. aus: Zentralbl. Min., Jahrg. 1919, Nr. 19 u. 20. Stuttgart 1919.

KRUSCH, P.: Die Wirkung der Friedensbedingungen auf die Erz- und Kohlenversorgung Deutschlands. S.-A. aus: Metall und Erz, Bd. XVI (N. F. VII), Jahrg. 1919, H. 20. Halle 1919.

PENCK, W.: Hauptzüge im Bau des Südrandes der Puna de Atacama (Cordilleren Nordwestargentiniens). S.-A. aus: Neues Jahrb. f. Min., Beil., Bd. **38**. Stuttgart 1914.
— Der Anteil deutscher Wissenschaft an der geologischen Erforschung Argentiniens. S.-A. aus: Zeitschr. d. Gesellsch. f. Erdkunde. Berlin 1915.
— Aufgaben der Geologie in der Türkei und ihre Förderung während des Krieges. S.-A. aus: Naturw. Wochenschr., N. F., Bd. **18**, Nr. 35. Jena 1919.

QUIRING, H.: Die Geschichte des Goldbergbaus bei Goldberg in Schlesien und der Versuche seiner Wiederaufnahme bis zum Jahre 1740. S.-A.: Zeitschr. f. d. Berg-, Hütten- und Salinenwesen im Preuß. Staate, 1919. Berlin 1919.

QUIRING, H.: Die stratigraphische Lage der Schichten mit *Newberria caiqua* A. und V. in der Nordosthälfte der Eifelkalkmulde von Soetenich. S.-A. aus: Verhandl. d. Naturhistor. Vereins d. preuß. Rheinlande u. Westfalens, Jahrg. 71, 1914, Bonn 1915.

— Zur Tektonik von Rumpfschollengebrigen. S.-A. aus: Diese Zeitschr., Bd. 71, Jahrg. 1919, Mon.-Ber. 5—7, Berlin 1919.

— Über das Manganeisenvorkommen von Macskamezö (Masca) in Siebenbürgen. S.-A. aus: Zeitschr. f. prakt. Geologie, Jahrg. 27, Heft 9, Berlin 1919.

— Über Verlauf und Entstehung von Querstörungen in Faltengebirgen. Nach Beispielen aus dem rhein.-westfäl. Steinkohlengebirge. S.-A. aus: Zeitschr. f. d. Berg-, Hütten- und Salinenwesen, Bd. 67, Jahrg. 1919, Berlin 1919.

PENCK, W.: Grundzüge der Geologiedes Bosporus. Veröffentlichungen des Instituts f. Meereskunde a. d. Universität Berlin, N. F., A., Geographisch-naturwissenschaftl. Reihe, Heft 4, Berlin 1919.

SCHNEIDER, O.: Die geologischen Ausflüge der staatlichen Hauptstelle f. d. naturwissensch. Unterricht in den Sommern 1917 u. 1918. Eine Schilderung ihres Verlaufs nebst wissenschaftlichen Ausblicken. S.-A. aus: Mitteil. d. Preuß. Hauptstelle f. d. naturwissenschaftl. Unterricht, Heft 3, Leipzig 1920.

WICHMANN, R.: El estado actual de Monte Hermoso. S.-A. aus: Physis, A. II, Febr. 1916. Buenos Aires 1916.

— Las capas con dinosaurios en la costa sur del Rio Negro frente a General Roca. S.-A. aus: w. v., agosto 1916.

— Estudios geológicos e hidrogeológicos en la región comprendida entre Boca del Rio Negro, San Antonio y Choele-Choel. Contribución conocimiento geológico de la República Argentina, A. XIII, núm. 3. Buenos Aires 1918.

— Sobre la construción geológica del territorio del Rio Negro y la región vecina especialmente de la parte oriental entre el Rio Negro y Valcheta. Sociedad Argentina de ciensias naturales. De la primera reunión nacional: Tucuman 1916. Buenos Aires 1918.

— Geológia e hidrogeológia de Bahia Blanca y sus alrededores. Mapa geológico - económico de la República Argentina, sección 35, hoja M. Anales del Ministerio de Agricultura de la Nación, sección Geológia, Mineralógia y Minéria, A. XIII, 1. Buenos Aires 1918.

— Contribución a la Geológia de la región comprendida entre el Rio Negro y Arroyo Valcheta. Wie vor, A. XIII, 4. Buenos Aires 1919.

— Investigaciones hidrogeológicas en Puerto Deseado y sus alrededores con motivo de la provisión de Agua al Citado Pueblo. Ministerio de Agricultura de la Nacion, Dirección general de Minas, Geológia e Hidrologia. Boletin Nr. 20, Ser. B. Buenos Aires 1919.

Zeitschrift
der
Deutschen Geologischen Gesellschaft.

B. Monatsberichte.

Nr. 4/5. 1920.

Bericht über die Sitzung vom 7. April 1920.

Vorsitzender: Herr POMPECKJ.

Der Vorsitzende legt die für die Bücherei der Gesellschaft als Geschenk eingegangenen Druckschriften vor.

Der Vorsitzende teilt mit, daß die französische Verwaltung die Bergschule zu Saarbrücken veranlaßt hat, ihre Mitgliedschaft bei der Deutschen Geologischen Gesellschaft aufzugeben.

Der Vorsitzende gibt ferner bekannt, daß die Deutsche Zentralstelle für Erdbebenforschung von Straßburg i. Els. nach Jena (Sternwarte) verlegt ist.

Als neue Mitglieder werden in die Gesellschaft aufgenommen:

Herr Bergwerksdirektor FRIEDRICH SCHIEDT in Wolmirsleben

Herr Bergassessor Dr. ALFRED STAHL in Berlin

Herr Bergassessor MAX MEISNER in Berlin

Herr Bergassessor KURT MEYERHOFF Prokurist der Firma ANTON RAKY, Unternehmung für Tiefbohrungen in Braunschweig

Herr Bergassessor a. D. OTTO SCHLARB in Herne

Herr Bergassessor FELIX SCHWARZ in Zwickau i. Sa.

Herr Bergassessor ADOLF WOESTE in Philippsthal, Werra

Herr Bergassessor und Bergmeister zu Braunschweig, Dipl.-Ing. WALDEMAR JOHN in Braunschweig

Herr Berginspektor und Bergassessor ERICH FRANKE in Vienenburg a. Harz

Herr Berginspektor und Bergassessor WILHELM PAEHR in Berlin

Herr Berginspektor und Bergassessor Wilhelm Finze in Kassel
Herr Berginspektor und Bergassessor Hans Edelmann in Lauthenthal i. Harz
Herr Bergrevierbeamter Bergrat Heinrich Werner in Celle
Herr Bergrevierbeamter Bergrat Ernst Richert in Goslar
Herr Bergrevierbeamter Bergrat Rudolf Schulze in Weimar
Herr Bergmeister Heinrich Schnepff in Peißenberg, Oberbayern
Herr Oberbergdirektor Georg Attenkofer in München
Herr Wirklicher Geheimer Oberbergrat Berghauptmann Otto Steinbrink in Clausthal
Herr Bergrat Max Klötzer in Dresden
Herr Oberbergrat Erich Naumann in Karlsruhe
Herr Bergdirektor Wilhelm Gerhardt in Borna, Bez. Leipzig
Herr Geheimer Bergrat Professor Dr. Otto Pufahl in Berlin-Halensee
Herr Bergwerksdirektor a. D. Friedrich Springorum in Berlin-Grunewald
Staatliches Hüttenamt, vertreten durch Herrn Oberbergrat Hornung in Weiherhammer, Oberpfalz
Herr o. Professor an der Bergakademie Dr. Erich Wandhoff in Freiberg i. Sa.
Herr Betriebsführer Gießerei - Ingenieur Heinrich Bauckhorn in Siegburg
Herr Bergverwalter Dipl.-Ing. Erhard Förster in Hohndorf, Bez. Chemnitz
Herr konz. Markscheider Fritz Knobloch in Goslar am Harz
Herr konz. Markscheider Erich Wiegand in Goslar am Harz
Herr Ökonomierat Friedrich Brandt in Neustadt a. Rbg.
Herr Direktor am Deutschen Kalisyndikat Dr. Arthur Felber in Berlin-Dahlem
Herr Generaldirektor Dr. jur. Paul Silverberg in Köln
Herr Bankier Selly Meyerstein in Hannover
Herr Ingenieur Paul Piedboeuf in Düsseldorf
Herr Chemiker an der Geologischen Landesanstalt Dr. Hermann Pfeiffer in Berlin

Herr Hydrotekt u. Oberbohringenieur RICHARD KLEINAU in Köthen, Anh.

Aken-Rosenburger Deichverband, vertreten durch Herrn Deichhauptmann GEORG PLACKE in Aken, Elbe

Herr Lehrer am Lyzeum KARL OLZHAUSEN in Salzwedel

Herr Professor Dr. PAUL SONNTAG in Danzig-Neufahrwasser

Herr Lehrer an der Vorschule HERMANN PIETZKE in Guben

Herr Schriftleiter Dr. ALWIN GOTTHARD WÜRFEL in Meißen i. Sa.

Herr Bankbeamter a. D. HEINRICH FRIEDRICH SCHÄFER in Gotha

Herr Berginspektor KURT SCHLITZBERGER in Goslar am Harz

Herr Ingenieur, Direktor der Österr. Bohr- und Schürf-Gesellschaft m. b. H. ANTON HAIEK in Wien

Herr Bergrevierbeamter Bergrat GEORG EISFELDER in Kottbus

Herr Berginspektor ERNST SCHRÖDER in Goslar a. H.,

vorgeschlagen von den Herren KRUSCH, PICARD und BÄRTLING.

Herr Bergassessor WALDEMAR WILKE in Derne, Kreis Dortmund

Herr Oberbergamtsmarkscheider WILHELM WALTER in Bonn

Herr Bergassessor OTTO HEYER in Bad Oeynhausen

Herr Bergassessor HEINRICH WIENKE in Hervest-Dorsten

Herr Generaldirektor OTTO GEHRES in Gerthe, Kreis Bochum

Herr konz. Markscheider JULIUS STRAUSS in Limburg, Lahn

Herr konz. Markscheider FRIEDRICH HELLWIG in Herne

Herr konz. Markscheider HEINRICH EGGERT in Georgsmarienhütte bei Osnabrück

Herr konz. Markscheider BRUNO GEIPEL in Altenbochum

Herr konz. Markscheider ROBERT SASSENBERG jr. in Herne

Herr konz. Markscheider FRITZ BRACHMANN in Bochum

Herr konz. Markscheider CHRISTIAN LÜBBERT in Herne

Herr konz. Markscheider Wilhelm Wehberg in Marten, Kreis Dortmund
Herr konz. Markscheider Otto Lauber in Bochum
Herr konz. Markscheider Wilhelm Klosterberg in Bottrop
Herr konz. Markscheider Robert Eickelberg in Oberhausen, Rhld.
Herr konz. Markscheider Julius Kruft in Bergheim, Kreis Moers
Herr konz. Markscheider A. Scholand in Bochum
Herr konz. Markscheider Heinrich Stratmann in Hamborn, Rhein
Herr konz. Markscheider Karl Vierschilling in Essen, Ruhr
Herr konz. Markscheider und Bergwerksdirektor Friedrich Stürmann in Dortmund
Herr konz. Markscheider und Landmesser Emil Schalla in Hamborn, Rhein
Herr konz. Markscheider Hugo Saul, Recklinghausen-Süd, König-Ludwig-Str. 158
Herr Bergassessor a. D. Erich Freimuth in Bochum
Herr Bergassessor Bergwerksdirektor Werner Brand in Herne
Herr Bergwerksdirektor Karl Hold in Karnap, Kreis Essen
Herr Bergwerksdirektor A. Kleemann in Bork, Kreis Lüdinghausen
Herr Bergassessor Ernst Fromm in Witten
Herr Bergassessor Paul Cabolet in Bochum
Herr Bergassessor Bergwerksdirektor Fritz Baum in Duisburg-Meiderich
Herr Generaldirektor Ernst Tengelmann in Essen
Herr Oberlehrer Hans Grunewald in Bad Salzuflen
Stadtbibliothek Dortmund
Herr konz. Markscheider Wilhelm Trösken in Disteln, Post Herten
Herr Bergwerksdirektor, Bergassessor Aug. J. Kleynmans in Recklinghausen-Süd
Herr konz. Markscheider Wilhelm Wessling in Bork, Kreis Lüdinghausen
Herr Bergrat Hermann Goldkuhle in Essen-Bredeney
Herr konz. Markscheider Richard Hornbogen in Köln
vorgeschlagen von den Herren Fremdling, Khusch und Bärtling.

Herr Bergassessor a. D. HUBERT SCHERKAMP in Berlin, vorgeschlagen von den Herren MICHAEL, KRUSCH und BÄRTLING.

Bergverwaltung der Ver. Königs- und Laurahütte A.-G. in Laurahütte

Herr Hüttendirektor Dr.-Ing. FRITZ EULENSTEIN in Kattowitz

Herr Geheimer Bergrat EWALD HILGER in Berlin

Herr Dipl.-Bergingenieur und Markscheider JOHANNES EDELMANN in Smarzowitz, O.-S.

Herr Generaldirektor FRANZ RADLIK in Charlottengrube, Oberschlesien

Herr Hüttendirektor Dr. AUGUST ZÖLLNER in Kattowitz, Oberschlesien

Herr Generaldirektor Bergassessor a. D. KARL EULING in Borsigwerk, O.-S.

Herr Generaldirektor HEINRICH STÄHLER in Hindenburg, Oberschlesien

Herr Bergwerksdirektor ERICH WINNACKER in Beuthen, Oberschlesien

Stephan, Fröhlich & Klüpfel, Abt. Bergbau, in Beuthen, Oberschlesien

vorgeschlagen von den Herren MICHAEL, PICARD und BÄRTLING.

Steinkohlenbergwerk Friedrich Heinrich A.-G. in Lintfort, Kreis Moers, vorgeschlagen von den Herren WUNSTORF, FLIEGEL und ZIMMERMANN II.

Herr Geologe bei der Erdöl- und Braunkohlenverwertungs-A.-G. Dr. FRITZ LOEWE in Charlottenburg, vorgeschlagen von den Herren DIETRICH, POMPECKJ und STIELER.

Herr Professor FRIEDRICH LANGEWIESCHE in Bünde in Westfalen, vorgeschlagen von den Herren MESTWERDT, HAACK und BÄRTLING.

Herr Bergassessor FRANZ REUTER in Charlottenburg, vorgeschlagen von den Herren P. G. KRAUSE, DIENST und BÖHM.

Niederrheinische Bergschule in Moers, Rhld., vorgeschlagen von den Herren KRUSCH, WUNSTORF und BÄRTLING.

Herr Studienrat Professor FEDOR REICHEL in Löwenberg i. Schl., vorgeschlagen von den Herren ZIMMERMANN I, KRUSCH und BÄRTLING.

Generaldirektion der Braunkohlen- und Brikett-Industrie A.-G. in Berlin, vorgeschlagen von den Herren Beyschlag, Keilhack und Raefler.

Herr Fürstlich Plessischer Markscheider Gustav Weber in Kattowitz, vorgeschlagen von den Herren Behr, Michael und Bärtling.

Hauptverwaltung der Anhaltischen Kohlenwerke in Halle a. S.

Ilse, Bergbau-A.-G. in Grube Ilse, Niederlausitz

Herr Generaldirektor Kommerzienrat Schumann in Grube Ilse, Niederlausitz

Kaliwerke Aschersleben in Aschersleben

vorgeschlagen von den Herren Keilhack, Krusch und Bärtling.

Herr Sanitätsrat Dr. Paul Menzel in Dresden, vorgeschlagen von den Herren Gothan, Picard und Bärtling.

Herr Assistent am Geologischen Landesmuseum Dr. Hermann Schmidt in Berlin, vorgeschlagen von den Herren Paeckelmann, Schmierer und Dienst.

Herr Oberbergrat Wilhelm Ziervogel in Staßfurt, vorgeschlagen von den Herren Zimmermann I, Barsch und Bärtling.

Herr Dipl.-Bergingenieur Dr.-Ing. S. v. Tucholka, Hohenzollerngrube bei Beuthen, O.-S., vorgeschlagen von den Herren Bärtling, Dammer und Barsch.

Linksniederrheinische Entwässerungsgenossenschaft zu Moers

Herr Bergwerksdirektor Bergassessor Walter Etzold in Vluyn, Kr. Moers

Herr Berginspektor Adolf Lossen in Köln

vorgeschlagen von den Herren Wunstorf, Zimmermann II und Bärtling.

Herr konz. Markscheider Fritz Goebeler in Altenwald, Saar

Herr konz. Markscheider Hermann Holzapfel in Neunkirchen, Saar

Herr Grubenmarkscheider Carl Spang in Ensdorf, Saar

Herr Markscheider Joh. Meiser in Göttelborn, Saar

Herr Markscheider Josef Meyers in Sulzbach, Saar

vorgeschlagen von den Herren Brück, Krusch und Bärtling.

Herr Bergwerksrepräsentant CARL DAX in Siegen in Westfalen

Herr Bergassessor FRIEDRICH SCHLEIFENBAUM in Siegen in Westfalen

Storch & Schöneberg, A.-G. für Bergbau und Hüttenbetrieb in Kirchen, Sieg

vorgeschlagen von den Herren DENCKMANN, HENKE und BÄRTLING.

Herr konz. Markscheider HEINRICH FRANZ in Siegen, vorgeschlagen von den Herren FREMDLING, GOTHAN und BÄRTLING.

Herr konz. Markscheider JOH. CORDES in Herten, Westf.

Herr konz. Markscheider WILHELM AUS DEM BRUCH in Buer-Erle

Herr konz. Markscheider WILHELM BECKERLING in Massen, Bez. Dortmund

Herr konz. Markscheider und Landmesser WALTER PELTZ in Hüls, Kr. Recklinghausen, Westf.

vorgeschlagen von den Herren FREMDLING, POHLSCHMIDT und BÄRTLING.

Herr Landesgeologe Dr. MANFRED BRÄUHÄUSER in Stuttgart

Herr gerichtl. vereid. Chemiker HANS FEHN in Hannover

vorgeschlagen von den Herren SCHMIERER, PICARD und BÄRTLING.

Herr Bergwerksdirektor Dr.-Ing., Dipl.-Ing. ALBERT PUTSCH in Kupferdreh

Herr Bergwerksdirektor Bergassessor a. D. WILHELM FALKE in Oberhausen, Rhld.

Herr Betriebsdirektor HERMANN KÖNIG in Essen-Bredeney

vorgeschlagen von den Herren FREMDLING, RAUFF und BÄRTLING.

Herr Professor Dr. MAX SCHWARZMANN in Karlsruhe in Baden, vorgeschlagen von den Herren POMPECKJ, JANENSCH und BÄRTLING.

Herr Wirklicher Geheimer Oberbergrat MAX REUSS in Berlin-Grunewald, vorgeschlagen von den Herren POMPECKJ, KRUSCH und BÄRTLING.

Herr Oberlandmesser Dr. OTTO BORGSTÄTTE in Dessau, vorgeschlagen von den Herren v. LINSTOW, PICARD und BÄRTLING.

Herr Privatdozent der Geologie und Paläontologie an der Universität Bonn Dr. Erich Jaworski in Bonn, vorgeschlagen von den Herren Wilckens, Steinmann und Tilmann.

Herr Lehrer Georg Schönfeld in Dresden
Herr Bergamtsassessor Dipl.-Ing. Rudolf v. Horstig in Amberg, Oberpfalz
Herr Oberbergrat Dr. Otto M. Reis in München
Herr Bergrat Eugen Heissbauer in Landstuhl, Rheinpfalz
Herr Dozent der Handelshochschule Dr. Karl Carnier in München
Herr Gymnasialprofessor Dr. Josef Porsche in Aussig in Böhmen
Herr Bergmeister und Vorstand der Berginspektion Zweibrücken Wilhelm Funck in Zweibrücken
Herr Zementfabrikant Kommerzienrat Karl Schwenk in Ulm a. d. Donau
Herr Grubenvermessungsingenieur Dipl.-Ing. Josef Gassenhuber in Zweibrücken
Herr Privatdozent Dr. Josef Oppenheimer in Brünn, Tschecho-Slowakei
Herr Bergdirektor a. D. Bergassessor Hermann E. Müller in Unterhöflein, Post Willendorf, Niederösterreich
Herr Kustos am Staatlichen Museum Dr. Walther Schorcht in Gotha
Herr Universitätsprofessor Dr. Walther Penck in Leipzig-Schleußig
Generaldirektion der Berg-, Hütten- und Salzwerke in München

vorgeschlagen von den Herren Pompeckj, Picard und Bärtling.

Herr Hüttendirektor a. D. Kommerzienrat August Weinlig in Siegen i. Westf.
Herr Bergassessor Karl Dresler in Eiserfeld, Sieg
Herr Hüttenbesitzer Eberhard Jung in Burgerhütte bei Burg, Dillkreis
Herr Sanitätsrat Dr. Karl Torley in Iserlohn
Bergbau- und Hütten-Aktien-Gesellschaft Friedrichshütte in Herdorf

vorgeschlagen von den Herren Denckmann, Krusch und Bärtling.

Herr Bergwerksdirektor BERKENKAMP in Kierberg bei Köln
Herr Bergwerksdirektor SCHARF in Benzelrath bei Frechen, Bez. Köln
Herr Bergwerksdirektor DASBACH in Hermülheim bei Köln
Herr Dipl.-Bergingenieur SALZMANN in Brühl bei Köln
Herr Dipl.-Bergingenieur KLEIN in Bachem, Post Frechen, Bez. Köln
vorgeschlagen von den Herren WUNSTORF, FLIEGEL und BÄRTLING.

Herr konz. Markscheider MATHIAS FOX in Dillenburg, Nassau
Herr Markscheider und Landmesser ALFRED FICK in Weidenau, Sieg
vorgeschlagen von den Herren DENCKMANN, FREMDLING und BÄRTLING.

Herr konz. Markscheider HUBERT WICKUM in Hamborn, Rhein
Herr konz. Markscheider VIKTOR LEHMANN in Homberg, Niederrhein
Herr konz. Markscheider MAX WACHOLDER in Rheinbreitbach bei Unkel, Rhein
Herr Generaldirektor, Oberbergrat a. D. VON VELSEN in Herne
Herr Bergassessor a. D. WILHELM LOHBECK in Recklinghausen
Herr Bergwerksdirektor Dipl.-Bergingenieur HUGO PUTSCH in Brücherhof bei Hörde
Herr Bergwerksdirektor Dipl.-Bergingenieur GUSTAV MÜHLHAN in Mechernich, Eifel
Herr Bergassessor KARL PARTSCH in Herne
Herr konz. Markscheider JOSEF WASMUTH in Doveren, Bez. Aachen
vorgeschlagen von den Herren WUNSTORF, FREMDLING und BÄRTLING.

Herr Landesgeologe Professor Dr. R. GANS in Berlin, vorgeschlagen von den Herren NAUMANN, DIENST und PICARD.

Herr Professor ERNST BLÜMEL in Aachen
Herr Bergwerksdirektor ALBERT BUSCH in Wustrow, Hannover
Herr Bergwerksbesitzer HEINRICH FUNKE in Berlin

Herr Generalagent THEODOR HENN in Köln
Gewerkschaft Carlshall in Lühnde
Herr Oberbergrat a. D. Dr. PAXMANN in Berlin
Herr Bergwerksdirektor GUSTAV DIETZ in Braunschweig
Gewerkschaft Glückauf in Sondershausen
Herr Generaldirektor MAX RATHKE in Berka, Werra
Herr Bankprokurist JULIUS GÖRGES in Kassel
Herr Gutsbesitzer Dr. HEINRICH BUSCH in Deuna, Eichsfeld
Herr Bergwerksdirektor Dipl.-Berging. PAUL ANGENENT in Neustaßfurt
Herr Bergwerksdirektor KARL HENKE in Derndorf, Rhön
Herr Bergassessor Dr. PAUL HECKER in Heringen, Werra
Herr Bergwerksdirektor ERNST PFISTER in Heygendorf bei Allstedt, Sa.-W.
Herr Dipl.-Bergingenieur Bergwerksdirektor S. ROHRLICH in Anderbeck
Betriebsführer ROBERT KLUGE in Oelsburg, Post Groß-Ilsede
Bergwerksdirektor Bergrat HANS MIDDELDORF in Leopoldshall-Staßfurt
Bergwerksdirektor FRIEDRICH KEMPIN in Celle
Bergassessor Dr. KARL AUGUST WEBER in Halle a. S.
Direktor der Steinsalz- und Sodawerke, G. m. b. H., Montwy, Kr. Hohensalza, Ingenieur ROBERT KAHLE, zurzeit in Hannover
Gewerkschaft Hedwigsburg in Hannover
Direktor der Rhein.-Westf. Schachtbau A.-G. GOTTFRIED BOHDE in Essen-Bredeney
vorgeschlagen von den Herren KRUSCH, BARSCH und BÄRTLING.

Assistent am Geologischen Institut der Universität, Dr. GEORG BECK in Göttingen, vorgeschlagen von den Herren STILLE, KOSSMAT und SALFELD.

Assistent Dr. REINHARD GLÄSSNER in Berlin, vorgeschlagen von den Herren BELOWSKY, DIETRICH und POMPECKJ.

Deutscher Braunkohlen Industrieverein, Halle a. d. S., Riebeckplatz 4, vorgeschlagen von den Herren KRUSCH, DIENST, BÄRTLING.

Herr Bergwerksdirektor ARNOLD BAECHTIGER in Flachstöckheim, Post Bössum, vorgeschlagen von den Herren H. SCHROEDER, BARSCH und BÄRTLING.

Herr L. **FINCKH**, Berlin, spricht:

Zur Kaolinfrage.

In der Gegend von Strehlen und Münsterberg, sowie im Zobtengebiet wurden durch Herrn J. BEHR[1]) und mich gelegentlich der geologischen Aufnahmen an den dortigen Kaolinvorkommen Beobachtungen gemacht, die uns unabhängig von einander zu der Überzeugung führten, daß diese Kaolinlagerstätten an Spalten gebunden sind. Diese Erkenntnis führte uns dazu, zu erwägen, ob diese Vorkommen nicht doch in genetischem Zusammenhang mit hydrothermalen Vorgängen stehen.

Sie wären dann also nicht wie STAHL[2]) in seiner Arbeit über die Verbreitung der Kaolinlagerstätten in Deutschland ausführt, seinen exogenen Kaolinen zuzurechnen, sondern würden endogene Kaoline darstellen.

Die Kaoline in dem von mir untersuchten Gebiet in der weiteren Umgebung von Zobten sind aus G r a n i t e n h e r v o r g e g a n g e n. Sie liegen zum Teil auf primärer Lagerstätte, zum Teil sind es umgelagerte Kaoline auf sekundärer Lagerstätte. Zu den letzteren gehören besonders die tertiären Kaolintone.

STAHL bringt die Entstehung der Kaolinlager bei Saarau sowie bei Kallendorf und Gohlitsch in Beziehung zu den Braunkohlenvorkommen dieses Gebiets und vertritt also die Ansicht, daß die Zersetzung der Granite unter der Einwirkung der Moorwässer vor sich gegangen sei. Diese Erklärung hat ohne Frage vieles für sich; sie hat daher auch bisher in weiten Kreisen Anklang gefunden.

Meine Untersuchungen in den Granitgebieten am Zobten und in seinem Vorland haben in mir Zweifel an der Richtigkeit dieser Auffassung für mein Gebiet aufkommen lassen, so daß ich in den Erläuterungen zu Blatt Zobten die Frage nach der Entstehung dieser Kaoline dahin beantwortete, daß manche Beobachtungen auch für postvulkanische Prozesse sprechen.

---

[1]) Herr BEHR wird über die Ergebnisse seiner Untersuchungen demnächst in einer besonderen Arbeit in der Zeitschr. für prakt. Geol. berichten.

[2]) A. STAHL, Die Verbreitung der Kaolinlagerstätten in Deutschland, Archiv für Lagerstättenforschung, Preuß. Geol. Landesanstalt, Heft 13.

Besonders auffällig war mir die erhebliche Tiefe der Kaolinlager. In den Kaolingruben bei Guhlau wurde durch Bohrungen festgestellt, daß in einer Tiefe von etwa 50 m noch vollkommen kaolinisiertes Gestein vorhanden ist. Die Ausdehnung dieses Vorkommens, soweit ich darüber auf Grund von Mitteilungen des Besitzers der Gruben urteilen kann, läßt auf die Entstehung auf einer annähernd NNW—SSO verlaufenden Spalte schließen. Dasselbe scheint bei dem Vorkommen von Ströbel bei Zobten der Fall zu sein.

Bei beiden Vorkommen verläuft die Längserstreckung annähernd parallel mit den benachbarten Quarzgängen im unzersetzten Granit. Diese Quarzgänge haben für die Frage nach der Entstehung der Kaoline aber auch deshalb eine besondere Bedeutung, als sie nicht nur aus Quarz bestehen, sondern häufig innerhalb ihrer Masse in einen stark verquarzten, kaolinisierten Granit übergehen.

Der Quarzgang der weißen Kühe am Zobten, der diese Erscheinung in den Quarzbrüchen bei Krotzel sehr schön erkennen läßt, setzt sich zwischen Palmenstein und der Zobtenkoppe auch noch in den Gabbro hinein fort.

Der Gabbro zeigt hier eine ockerige Zersetzung, während er sonst bei der Verwitterung den auch für den Granit charakteristischen grusigen Zerfall zeigt. Bemerkenswert ist auch das Auftreten von Schwefelkies in dem Quarzgang, sowohl im Bereich des Granits als auch im Bereich des Gabbros.

Berg hat für die Kaolinvorkommen des Gebiets einen Gehalt an Eisenspat in Form pfefferkorngroßer Knollen festgestellt. Diese Beobachtung kann ich dahin ergänzen, daß örtlich in diesen Kaolinen auch Schwefelkies auftritt. Außerdem finden sich in den Kaolinlagern des Gebiets überall kleinere Quarztrümer.

Das Kennzeichnende für die Kaolinvorkommen des Zobtengebiets ist also für mich die enge Beziehung zu den Quarzgängen, die ich nunmehr für gleichalterig erachte.

Damit fasse ich die Kaolinisierung der Granite als einen Vorgang auf, der in unmittelbarem Gefolge der Granitintrusionen sich vollzogen hat.

Ob dort, wo Braunkohlen mit den Kaolinen räumlich in Verbindung treten, eine exogene Entstehung im Sinne Stahls zugrunde liegt, kann ich nicht entscheiden, da mir besonders das Vorkommen von Saarau nicht näher bekannt ist.

Es will mir allerdings scheinen, daß die große Mächtigkeit des Kaolinlagers bei Saarau dagegen spricht.

Es wäre doch auch möglich, daß dort das Vorhandensein der Kaoline die Vorbedingung für die Entstehung der tertiären Moore geschaffen hat.

Die Auffassung, daß die Kaolinbildung mit den sogenannten postvulkanischen Prozessen in Verbindung steht und daß die kaolinbildenden Agenzien in direktem Gefolge des betreffenden Eruptivgesteins aus der Tiefe aufsteigen, ist für zahlreiche deutsche Vorkommen von RÖSLER[3]) und WEINSCHENK[4]) vertreten worden. Für die Kaolinvorkommen von Halle, die in neuerer Zeit als exogene Kaoline angesehen werden, hat schon LEOPOLD V. BUCH[5]) die Meinung vertreten, daß ihre Entstehung dem Einfluß des Fluorwasserstoffs zu verdanken sei; den Beweis dafür sah er in dem Vorhandensein von Flußspatkriställchen im Kaolin.

DAUBRÉE[6]) bringt die Kaolinlager im Departement Allier mit den dortigen Zinnerzlagerstätten in Zusammenhang und vertritt damit ebenfalls die Ansicht einer Entstehung durch postvulkanische Vorgänge. Von Interesse ist für uns besonders seine Angabe, daß die Kaolinlager in der Gegend von Saint-Austell ausschließlich an die von Quarzgängen durchsetzten Gegenden gebunden erschein[illegible] die dort allerdings immer Turmalin, zuweilen auch [illegible] I, BEYSCHLA[illegible]halten. Wenn wir in Erkenntnis der tiefgreife[illegible]dlungen, die die Granite unter dem Einfluß [illegible]nischer Vorgänge erfahren haben, nach analogen Erscheinungen in den jugendlichen Rhyolithgebieten uns umsehen und uns dabei vergegenwärtigen, daß bei der Kaolinisierung außer den Alkalien auch ein Teil der Kieselsäure weggeführt sein mußte, die wahrscheinlich zum Teil an der Oberfläche oder in ihrer Nähe wieder abgesetzt wurde, so müssen wir unwillkürlich an die heißen Quellen und Geysire im Yellowstonepark der Vereinigten Staaten mit ihren Kieselsinterablagerungen denken. Nach einer nachstehend angeführten Analyse[7]) des Wassers vom Old Faithful Geysir enthält dieses verhältnismäßig viel Kieselsäure und Alkalien sowie Kohlensäure.

---

3) H. RÖSLER, Beiträge zur Kenntnis einiger Kaolinlagerstätten, N. Jahrb. für Mineralogie, Beil. Bd. XV, 1902, S. 231—393.

4) WEINSCHENK, Referat über die Arbeit von H. RÖSLER, Zeitschr. für prakt. Geol., Jahrg. XI, 1903, S. 210—212.

5) LEOPOLD V. BUCH, Beschreibung des Harzes, Mineralogisches Taschenbuch 1824.

6) A. DAUBRÉE, Synthetische Studien zur Experimentalgeologie, S. 51 ff.

7) A. HAYNE, Zeitschr. für Krist., Bd. 15, S. 119; siehe auch BRAUNS, Chem. Mineralogie, S. 324.

dagegen auffällig wenig Tonerde unter den gelösten Bestandteilen.

	per kg Wasser		feste Bestandteile
Kieselsäure	0,3828	g	27,52 %
Schwefelsäure	0,0152	„	1,09 %
Kohlensäure	0,0894	„	6,43 %
Borsäure	0,0148	„	1,07 %
Arsensäure	0,0021	„	0,15 %
Chlor	0,4391	„	31,57 %
Brom	0,0034	„	0,25 %
Schwefelwasserstoff	0,0002	„	0,01 %
Sauerstoff (basisch)	0,0419	„	3,02 %
Eisen	Spur		—
Aluminium	0,0009	„	0,06 %
Kalzium	0,0015	„	0,11 %
Magnesium	0,0006	„	0,04 %
Kalium	0,0267	„	1,92 %
Natrium	0,3666	„	26,36 %
Lithium	0,0056	„	0,40 %
Sa.	1,3908	g	100,00 %

Es ist also anzunehmen, daß in der Tiefe tonerdereiche Zersetzungsprodukte, und zwar wahrscheinlich kaolinisierte Gesteine vorhanden sind. Nach WEED[8]) soll im Bereiche der bis zu 75° [illegible]er Verwitte[illegible]lder Hot Springs nordöstlich von Butte in Mon[illegible]hen grusigen [illegible]nit in der Umgebung der Quellspalten starke [illegible]en von [illegible]gen unter teilweiser Bildung von Kaolin erfahren hab[illegible] Der Granit wird hier ebenfalls von zahlreichen tauben Quarzgängen durchsetzt.

Mit Geysirtätigkeit wurde endlich von R. L. JACK[9]) die Entstehung der Goldlagerstätte des Mt. Morgan am Linda Creek in Queensland in Beziehung gebracht. Die Lagerstätte hat stockförmige, nach der Tiefe zu sich verjüngende Gestalt und wird von mehreren Dolerit-, Rhyolith- und Felsitgängen durchzogen. Neben den erzführenden Gangausfüllungen, die zum Teil aus Quarz und weißem, blasigem, oft schaumigem Kieselsinter bestehen, werden auch Kaolin und Ockererde erwähnt.

Unter unseren deutschen Kaolinvorkommen ließe sich ein Zusammenhang mit ehemaliger Geysirtätigkeit in weiterem Sinne am ehesten noch in den Porphyrgebieten nach-

---

[8]) WEED, Mineral vein formation at Boulder Hot Springs Montana. Ann. Rep. U. St. Geol. Surv. 1899—1900, S. 233—250; siehe auch STELZNER-BERGEAT, Die Erzlagerstätten, S. 1225.

[9]) R. L. JACK, Reports of the Queensland Geol. Survey 1884; Mt. Morgan Gold Deposits 1892; siehe auch BECK, Lehre von den Erzlagerstätten, S. 320.

weisen. Nach mündlichen Mitteilungen der Herren Kühn[10]) und Dammer[11]) scheint eine solche Annahme die Verhältnisse der Altenburger Kaolinlager in befriedigender Weise zu erklären, zumal da auch die rotliegenden Sedimente auffällig reich an Kalzedongeröllen sind.

Wenn ich auch hier für einige Kaolinvorkommen die Entstehung unter Einwirkung von tertiären Moorwässern leugne, so will ich damit die Möglichkeit einer solchen Genesis in keiner Weise in Abrede stellen. Ich habe selbst oft in Moorgebieten die Kaolinisierung der Feldspate in Geschieben, die im Moorboden lagen, beobachtet. Es gibt eben in der Natur häufig mehrere Wege, die zu ein und demselben Ziele führen.

Ob für die Entstehung des Kaolins außer den beiden erwähnten Wegen auch noch, wie man früher annahm, die Verwitterung der Gesteine hinzukommt, also die Zersetzung unter dem Einfluß der Atmosphärilien, erscheint doch recht fraglich. Weinschenk und Rösler betonen ausdrücklich, daß Kaolinbildung und Verwitterung ganz heterogene Dinge sind.

An der Erörterung des Vortrags beteiligen sich die Herren Keilhack, Zimmermann I, Beyschlag, Pompeckj und der Vortragende.

Herr R. MICHAEL spricht

Über das Vorkommen eines tertiären Kalktuffs in der Grafschaft Glatz.

Gegen Ende der vorjährigen Aufnahmezeit ermittelte ich auf Blatt Glatz bei Altheide ein kleines Vorkommen eines festen gelblichen Kalktuffs. Das Vorkommen liegt oberhalb des Hauses Waldfrieden am westlichen Ufer der Weißtritz, etwa 30 m über dem Fluß bald nach dessen Austritt aus dem engen Erosionstal des Höllentals in den Glatzer Kessel. Es liegt auf mittelturonem Plänerkalk, an der Grenze gegen den überlagernden jüngeren Heuscheuersandstein, also im Bereich eines Quellenhorizonts. Wie ich später feststellte, hat Gürich 1905 im Jahrbuch der Geologischen Landesanstalt den Kalktuff ganz kurz erwähnt und als eine jugendliche Bildung angesprochen.

---

[10]) Siehe auch Erl. zu Blatt Windischleuba.

[11]) Siehe auch Erl. zu Blatt Altenburg; ferner Zeitschr. für prakt. Geol., Jahrg. XVIII, 1910, S. 457 und 458.

Er besitzt aber ein wesentlich höheres geologisches Alter; zuerst sprach ich ihn als diluvial an. Er ist aber zum Tertiär zu stellen, das bis jetzt aus dem Bereich der inneren Sudeten in der Literatur noch nicht bekannt geworden ist. Bisher habe ich nur einige Landschnecken gefunden, eine *Helix* und *Hyalinia*, die an und für sich zwar zunächst für eine nähere Horizontbestimmung nicht ausreichen. Dann aber fand ich auch in den bisher aufgenommenen Stücken mehrere Zapfenschuppen einer großen Konifere, die nach Herrn Gothans und Herrn Kräusels Ansicht zur Gattung *Cedrus* gehören, die hierdurch zum ersten Male aus Deutschland bekannt wird.

Weitere Funde werden hoffentlich eine genauere Altersbestimmung innerhalb des Tertiärs ermöglichen; wegen der großen Bedeutung dieses kleinen Fundes wollte ich ihn aber schon jetzt erwähnen.

Herr **R. MICHAEL** spricht sodann

Über das alte Gebirge der Grafschaft Glatz.

Seit den Untersuchungen Beyrichs für die Karte 1:100 000 des Niederschlesischen Gebirges, die 1845 angestellt wurden, ist das alte Gebirge der Grafschaft Glatz nicht mehr besonders behandelt worden. K. v. Raumer (1819), Zobel und v. Carnall (1831) hatten die zugehörigen Gesteine unter dem Namen südliches oder Glatzer Uebergangsgebirge zusammengefaßt; es sind die Gesteine, die im nördlichen Teil der Grafschaft Glatz nordwestlich und nördlich von Glatz entwickelt sind und sich zwischen dem Eulengebirge und dem Reichensteiner Gebirge zu beiden Seite der Neiße bis an den Rand der schlesischen Ebene vorschieben.

Beyrich unterschied dann in dem alten Übergangsgebirge zwei Abteilungen; er trennte auch kartographisch zunächst die nordöstlich von Glatz auftretenden Grauwacken und Grauwackenschiefer ab, innerhalb deren er noch das eigentliche silurische Grauwackengebirge von Wartha, welches bis an den sudetischen Randbruch heranreicht, ausschied und außerdem einen Komplex von Kalksteinen und Grauwacken abtrennte, der sich südlich anstoßend, zwischen Königshain, Wiesau, Steinwitz bis Glatz erstreckt. Das Alter dieses Komplexes wurde als devonisch, „vom Alter des Kohlenkalksteins". aufgefaßt, die schiefrigen Grauwacken aber auch als Äquivalent des flözleeren Sandsteins in Westfalen bezeichnet, der

gewissermaßen eine Mulde zwischen den älteren Schichten von Glatz und Wartha bilden sollte.

Die andere Abteilung des früheren Glatzer Übergangsgebirges bezeichnete Beyrich als Glatzer Urschiefer; sie bestehen aus Hornblendeschiefern, grünen Schiefern und Tonschiefern, denen sich untergeordnet dünnflasriger Gneis, Glimmerschiefer und Lager von körnigem Kalk zugesellen. Kartographisch unterschied Beyrich innerhalb der Urschiefer Hornblendeschiefer und Urtonschiefer.

Über das geologische Alter dieser Urschiefer hat sich Beyrich nicht näher ausgesprochen.

Gürich führt die Hornblendeschiefer im Steinetal nordwestlich von Glatz auf basische Eruptionen zurück, sei es, daß sie durch unterseeische oder überirdische Aschenablagerungen oder durch mechanische Zertrümmerung von Deckenergüssen zur Ablagerung gelangten. Die Urtonschiefer Beyrichs und die erwähnten Grauwacken des Warthaer Grauwackengebirges spricht er auch als Silur an, dessen älteste Ablagerungen die aus der Nachbarschaft der Hornblendeschiefer, also diejenigen westlich von Glatz seien. Er spricht aber auch schon die Vermutung aus, daß sich wohl noch für manche Stellen des Gebietes der älteren Tonschiefer ein devonisches Alter ergeben wird.

Auf seiner geologischen Übersichtskarte des niederschlesischen Gebirges 1 : 100 000 hat Dathe innerhalb der Glatzer Urschiefer lediglich Hornblendeschiefer und Phyllite, letztere in obere und untere Phyllite gegliedert, ausgeschieden und beide Abteilungen als Phyllitformation bezeichnet. Das gesamte Warthaer Grauwackengebirge, also beide Gesteinsgruppen Beyrichs, stellt er zum Kulm und trennt oberen und unteren Kulm voneinander ab.

Bei der vorliegenden großen Verschiedenheit der Auffassungen ist es erklärlich, daß die geologische Spezialaufnahme des Gebietes gewisse Ergebnisse bringen mußte, die ich kurz andeuten möchte. Das alte Gebirge tritt in der nordöstlichen Hälfte des Blattes Glatz meist in Form einzelner Hügel aus dem Diluvium, dann an den Talrändern der Neisse, Steine und Weißtritz heraus und bildet erst nördlich von der Steine zusammenhängende Erhebungen, die fast 200 m über den Steinefluß ansteigen; wesentlich größere Höhen erreichen aber die nach Südwesten anschließenden Formationen des Rotliegenden und der Kreide. Bei dem alten Gebirge handelt es sich um steil aufgerichtete Schollen, deren Gesteine fast durchweg in östlicher Richtung streichen und

steil nach S oder N einfallen. Wesentlich ist die Tatsache, daß alle Gesteine mehr oder weniger von einer weitgehenden Metamorphose betroffen worden sind.

Beyrich hat ausdrücklich auf das bemerkenswerte Fehlen von massigen Eruptivgesteinen im alten Gebirge der Glatzer Gegend hingewiesen. Dies ist aber tatsächlich nicht der Fall; ich habe bis jetzt an drei Stellen, am Roten Berge südlich von Glatz, am Steineufer am Lotterberge und in der südöstlichen Fortsetzung des Puhuberges südöstlich von Glatz das Vorkommen granitischer Gesteine festgestellt. Wenn auch die Vorkommen keine große oberflächliche Ausdehnung besitzen, so können sie doch zur Erklärung der vorliegenden Gesteinsmetamorphose herangezogen werden. Sie gehören augenscheinlich dem älteren der beiden sudetischen Granitergüsse an.

Außerdem konnte ich in der großen Amphibolitpartie bei Böhmisch-Winkel eine ausgedehnte Einlagerung von Gabbro beobachten, der in gleicher Zusammensetzung auch südlich von Glatz in den Hornblendeschiefern des Roten Berges auftritt. Dieser Gabbro ist aber von dem wesentlich frischeren Neuroder Gabbro erheblich verschieden und als Saussuritgabbro anzusprechen.

Ich erwähne dies auch deshalb, weil Berg gelegentlich die Ansicht ausgesprochen hat, daß die Amphibolite bei Moehlten vielleicht eine metamorphe Fazies des Neuroder Gabbros darstellen. Der Moehltener Gabbro ist augenscheinlich ein älteres Gestein als der Neuroder Gabbro; er wird begleitet von Amphiboliten, die als Gabbro-Amphibolite aufzufassen sind; zu diesen rechne ich die bereits von Beyrich als feldspatreich gekennzeichneten dickschiefrigen bis flasrigen Hornblendegesteine. Die Hauptmasse der übrigen Amphibolite, in denen die Gabbro-Amphibolite aufsetzen, fasse ich mit Prof. Finckh, der mir diese Ansicht aussprach, als Diabas-Amphibolite auf; es sind dies dünnschiefrige, dichte Gesteine mit makroskopisch kaum mehr sichtbarem Feldspat. Die jüngeren Gabbro-Amphibolite weisen auch zahlreiche Kalkspatadern, Quarzgänge und Pegmatite auf; sie enthalten auch Kalkeinlagerungen, die weniger aus reinem Kalk, als vielmehr schiefrigen, glimmrigen Kalkgesteinen bestehen, die an Sericitgneise erinnern. Die älteren, am meisten verbreiteten feinschiefrigen feldspatarmen Diabas-Amphibolite sind zum Teil erzreich, werden von kalkartigen Schiefern, Kalksilikatgesteinen und veränderten Kalken begleitet; es finden sich auch Gesteine, die durch sericitische

Häutchen schon einen gewissen phyllitischen Charakter besitzen.

Beyrich hat schon auf den Übergang der Hornblendeschiefer in grüne Schiefer und Tonschiefer hingewiesen und auf die Unmöglichkeit, die Gesteine im einzelnen scharf voneinander zu trennen. In der Tat finden sich auch im Bereich der typischen seidenglänzenden Tonschiefer neben Einlagerungen von Kalken und Quarzitschiefern Hornblendeschiefer, andererseits auch Gesteine, die mehr den Charakter von Glimmerschiefern haben; auch die Kalke der Phyllite sind meist von ähnlichen Kalkschiefern begleitet, wie sie in den Hornblendeschiefern vorkommen. Westlich von Pischkowitz habe ich graphitische Kieselschiefer und Quarzite beobachtet, die ich auch, ohne es bis jetzt durch Versteinerungsfunde belegen zu können, für silurischen Alters halten möchte.

Bei dem allmählichen Übergang und dem häufigen Wechsel „anscheinend noch typischer Sedimente“ mit den Amphiboliten wird es schwierig, die Phyllite überall von den Amphiboliten scharf zu trennen. Ein wesentlicher geologischer Altersunterschied dürfte daher weniger vorliegen, als ein verschiedener Grad der Metamorphose, die die Gesteine betroffen hat. Wahrscheinlich spielt auch Dynamometamorphose eine größere Rolle. Denn ein wesentlicher Teil der Phyllite, und zwar gerade diejenigen, die nach Beyrichs Vorgang bisher als die typischen Glatzer Urtonschiefer galten, diejenigen nämlich bei Coritau und in den Festungsbergen von Glatz und am Neißeufer, sind keine Sedimente, sondern haben sich nach den Feststellungen von Herrn Schlossmacher als typische Keratophyre und Diabasschiefer erwiesen, die nach meinen Aufnahmen in größerer Ausdehnung an der Zusammensetzung des Glatzer alten Gebirges teilnehmen.

Quarz-Keratophyre finden sich nach den Bestimmungen der Herren Finckh und Schlossmacher sowohl in der unmittelbaren Nachbarschaft des Gabbros als auch der Gabbro-Amphibolite am Lotterberge und südlich Möhlten; sie treten dann in schmutzig graugelber Farbe am Questenberge bei Steinwitz auf; am Neißeufer südlich und nördlich Glatz sind sie graugrün und südöstlich von Glatz von rötlicher Farbe. Mit dieser wichtigen Feststellung der Keratophyre als eines wesentlichen Bestandteiles des alten Glatzer Gebirges engt sich die Selbständigkeit der Glatzer Phyllite noch erheblich weiter ein; ich muß es heute noch dahin-

gestellt sein lassen, wie weit echte Sedimente überhaupt noch vorhanden sind. Die Hauptmasse des alten Gebirges besteht jedenfalls aus den veränderten paläovulkanischen Eruptivgesteinen, in engster Mischung mit ganz untergeordnetem Sedimentmaterial. Auch bezüglich der Altersstellung konnte ich eine bemerkenswerte Beobachtung machen. An der Grenze der sogenannten Phyllite gegen die Grauwacken treten bei Wiesau, Hollenau und Halbendorf nördlich von Glatz Kalklager auf, die BEYRICH und DATHE als Kulm aufgefaßt haben. Ich halte diese Kalklager für devonisch und zwar für Mittel- oder Unterdevon. Denn im Liegenden der Halbendorfer Kalke, die auch mit schiefrigen Gesteinen wechseln, habe ich in einem schiefrigen Gestein, das sich als ein Keratophyrtuff erwies, *Atrypa reticularis* gefunden.

Damit wird einmal für die Kalke und mindestens für einen Teil der Grauwackengesteine des nördlichen Gebietes, die bisher als Kulm oder Silur galten, ein devonisches Alter wahrscheinlich, wie dies auch ZIMMERMANN für Teile des Kulmgebietes in der Waldenburger Gegend und im Bober-Katzbachgebirge bereits festgestellt hat.

Andererseits ergibt sich hierdurch für die Keratophyre ein unterdevonisches Alter und somit auch für die Hauptmasse des Glatzer alten Gebirges, für die Phyllite und die Hornblendeschiefer ein gleiches Alter, da ja die Diabase von den Keratophyren nicht wesentlich altersverschieden sind. Im allgemeinen zeigen sich im Glatzer alten Gebirge eine ganz ähnliche Entwicklung wie im niederschlesischen und nahe Beziehungen auch zum rheinischen und westfälischen Paläozoikum.

Dazu bemerkt Herr **E. MEISTER**:

Im Zusammenhang mit der Altersbestimmung der Keratophyre der Grafschaft Glatz durch Herrn MICHAEL erscheint die Frage nach der geologischen Stellung des Gabbro-Diabaszuges von Neurode—Schlegel nicht unwesentlich. Dieses klassische Gebiet im geologischen Bilde Schlesiens hat schon frühzeitig Beachtung gefunden und ist bis in die jüngsten Jahre der Gegenstand eingehender Untersuchungen gewesen. Die neusten abschließenden Arbeiten von TANNHÄUSER kommen zu dem Ergebnis, daß Gabbro und Diabas gleichaltrig sind, beide dem gleichen Magma entstammen, wobei man „die Diabasgesteine vielleicht am besten charak-

terisiert, wenn man sie als diabasische Randfazies des Gabbro oder als Gabbrodiabas bezeichnet"[1]). Gemeinsam mit Herrn FINCKH hatte ich neuerdings Gelegenheit, das Gebiet eingehend zu studieren, angeregt durch die Frage nach Art und Alter gewisser Amphibolite des Eulengebirges und seines Vorlandes, für die hier Klärung zu erwarten war. Unsere gemeinsamen Beobachtungen weichen nun sowohl von den Ergebnissen TANNHÄUSERS, als auch von der Darstellung des Gebietes auf dem geologischen Blatt Neurode recht wesentlich ab. Danach sind zunächst Diabas und Gabbro altersverschieden; Diabas ist das Ältere, Gabbro das Jüngere.

Auf der geologischen Karte von Neurode ist das Gestein des Hutberges als „grobkörniger Diabas" (Dg = Gabbrodiabas TANNHÄUSER) bezeichnet. Es erweist sich jedoch als ein echter mittelkörniger Gabbro, dessen Feldspäte tafelig und balkenartig entwickelt sind und daher eine makroskopisch ausgezeichnete, ophitische Struktur hervorrufen. Dieser ophitische Gabbro greift nach Süden in zahlreichen Gängen und Apophysen in den älteren Diabas hinein. Er hat Schollen und größere und kleinere Stücke des Diabas in sich aufgenommen und teilweise aufgeschmolzen. Am Kontakt mit dem ophitischen Gabbro ist der Diabas verändert und erscheint erst in größerer Entfernung vom Gabbro, im südlichsten Aufschluß beim Vorwerk Waldhof von diesem unbeeinflußt. Die auf der geologischen Karte eingetragenen jüngeren Diabasgänge im ophitischen Gabbro (= Dg grobkörniger Diabas) sind als solche nicht vorhanden, sondern stellen sich nach unseren Beobachtungen gleichfalls als Diabasschollen dar, deren Gestein am Kontakt auffällig metamorph verändert ist. Ein enger geologischer und auch zeitlicher Zusammenhang zwischen den in Phyllite verwandelten Keratophyren der Grafschaft Glatz und den zahlreichen nicht nur im Glatzer Bergland, sondern auch im Eulengebirge und dessen Vorland in Amphibolit übergeführten Diabasen, die aber im Gebiet von Neurode dieser Veränderung nicht unterworfen waren, ist überaus wahrscheinlich.

Da nach den Feststellungen von Herrn MICHAEL die Keratophyre unterdevonisch sind, dürfte auch dem Diabas der Schlegeler Berge bei Neurode ein etwa an der Grenze

---

[1]) TANNHÄUSER, Der Neuroder Gabbrozug in der Grafschaft Glatz, N. Jahrb. für Min., Beil. Bd. XXVI, 1908, S. 454.

von Silur und Devon stehendes Alter zukommen.

Der Gabbro selbst soll hingegen nach den Untersuchungen von TANNHÄUSER oberdevonisch sein.

Schließlich ist noch die Frage aufzuwerfen, ob nach Abtrennung des älteren Diabas der übrige Neuroder Gabbrozug ein einheitliches Ganzes bildet. Eine Reihe von Beobachtungen lassen es uns als möglich erscheinen, daß zwei verschieden alte Gabbros in diesem Massiv stecken. Darauf deutet vielleicht die auffällige Saussuritisierung der Feldspäte im ophitischen Gabbro und im Forellengestein hin, während die Feldspäte des grünen und schwarzen Gabbros und im Anorthitgabbro klar und frisch sind. Sollten sich diese Beobachtungen bestätigen, so würden ophitischer Gabbro und Forellenstein einer älteren und der weit frischere grobkörnige Volpersdorfer Gabbro einer jüngeren Intrusion entsprechen.

Herr W. WOLFF berichtet **„Über einige interessante Konchylien aus der Nord- und Ostsee“.**

An der Besprechung beteiligen sich die Herren P. G. KRAUSE und der Vortragende.

Der Bericht der Sitzung wird verlesen und genehmigt.

v. w. o.

POMPECKJ. JANENSCH. BÄRTLING.

Bericht der Sitzung vom 5. Mai 1920.

Vorsitzender: Herr POMPECKJ.

Der Vorsitzende eröffnet die Sitzung mit der Mitteilung vom Ableben des Herrn NIEDZWIEDZKI, Wien. Die Versammlung erhebt sich zu Ehren des Verstorbenen.

Der Vorsitzende beglückwünscht Herrn JENTZSCH zu seinem 70. Geburtstag.

Der Gesellschaft wünschen als Mitglieder beizutreten:

Herr konz. Markscheider WERNER LINDNER in Beuthen, Oberschlesien

Herr Markscheider Walter Schmidt in Beuthen, O.-S.
Herr konz. Markscheider und vereidigter Landmesser Erhard Wischnowski in Beuthen, O.-S.
Herr Markscheider Alfons Sowinsky in Königshütte, Oberschlesien
Herr konz. Markscheider Hans Labryga in Hohenlohehütte bei Kattowitz
Herr konz. Markscheider und vereidigter Landmesser Hans Birnbaum in Charlottegrube
Herr Markscheider und Bergschullehrer Otto Reimann in Tarnowitz, O.-S.
Herr konz. Markscheider Waldemar Hampel in Klein-Gorschütz, Kr. Ratibor
Herr konz. Markscheider August Hammer in Görlitz
Herr Dipl.-Ing. Berginspektor Edmund Grübler in Mölke, Kr. Neurode, Schlesien
Herr Markscheider Paul Hellmich in Neuweißstein, Post Altwasser, Schlesien
Herr Markscheider Adolf Wiesner in Waldenburg, Schlesien
Herr Markscheider Wilhelm Schwalmbach in Waldenburg, Schlesien
Herr Markscheider Karl Fricke in Waldenburg, Schles.
Herr Markscheider Schiwy in Tarnowitz, O.-S.
Herr Markscheider und Landmesser Oskar Niemczyk in Piasniki-Lipine, O.-S.
Herr konz. Markscheider Heinrich Brandenberg in Schwientochlowitz, O.-S.
Herr Markscheider Max Küntzel in Goldberg, Schlesien
Herr aufsichtsführender Markscheider Hermann Seeliger in Hindenburg, O.-S.
Herr konz. Markscheider Paul Leschnik in Ruda, Kreis Zabrze
Herr konz. Markscheider Aloys Mann in Borsigwerk, Oberschlesien

vorgeschlagen von den Herren Zimmermann I, Ullrich und Bärtling.

Herr Geheimer Bergrat Albert Haas in Siegen, Westf., vorgeschlagen von den Herren Denckmann, Henke und Bärtling.

Herr Geheimer Sanitätsrat Dr. Otto Kanzler in Solbad Rothenfelde, Teutoburger Wald, vorgeschlagen von den Herren Krusch, Mestwerdt und Bärtling.

Herr Prof. Dr. Heinrich Brockmeier, Leiter der Naturhistorischen Abteilung des Museums in München-Gladbach

Preußisches Oberbergamt in Bonn

vorgeschlagen von den Herren Krusch, Wunstorf und Bärtling.

Herr Bergassessor a. D. Bergwerksdirektor Hermann Kipper in Oberhausen, Rhld.

Herr Bergrat Heinrich Weber in Lünen a. d. Lippe

Herr Markscheider Karl Wiemhoff in Hostermark, Westfalen

Herr Markscheider Franz Artzt in Bochum

Herr Bergbaubeflissener Willy Mommertz in Hamborn

Herr Bergrat Walter Köhne in Essen, Ruhr

Herr Bergassessor a. D. Erich Runge in Altenessen

Herr Bergwerksdirektor Wilhelm Schmitz in Hamborn

Herr stellv. Bergwerksdirektor, Dipl.-Bergingenieur und Markscheider Wilhelm Koelen in Hamborn

Gußstahlfabrik Friedrich Krupp A.-G. in Essen

Herr Oberlehrer Oswald Michaelis in Duisburg

Preußisches Oberbergamt in Dortmund

vorgeschlagen von den Herren Krusch, Fremdling und Bärtling.

Werschen-Weißenfelser Braunkohlen-Aktien-Gesellschaft in Halle a. Sa., vorgeschlagen von den Herren Keilhack, Bärtling und Dienst.

Universitätsbibliothek in Erlangen, vorgeschlagen von den Herren Picard, Dienst und Bärtling.

Herr Bergassessor Hasebrink, Duisburg, Pulverweg 52, vorgeschlagen von den Herren Pompeckj, Salfeld und Dienst.

Herr Bergassessor Paul Behrendt, Direktor der Alkaliwerke Ronnenberg, A.-G., in Hannover

Herr Bergrat Gustav Kost in Hannover

Herr Grubeninspektor Rudolf Kloth in Levershausen, Post Sudheim, Leinetal

Herr Bergwerksdirektor Curt Biel in Johannashall, Post Beesemstedt, Bez. Halle

Herr Bergwerksdirektor Emil Sethe in Bernburg a. d. Saale

Heldburg, A.-G. für Bergbau, bergbauliche und industrielle Erzeugnisse in Hildesheim
Herr Bergwerksdirektor Dipl.-Berging. HANS GRAEFE in Diekbolzen bei Hildesheim

vorgeschlagen von den Herren KRUSCH, BARSCH und BÄRTLING.

Herr Graf KRAFT v. HENCKEL-DONNERSMARCK auf Schloß Repten, Kr. Tarnowitz, O.-S., vorgeschlagen von den Herren MICHAEL, KRUSCH und BÄRTLING.

Herr Bergrat OTTO JÜNGST in Weidenau, Sieg, vorgeschlagen von den Herren DENCKMANN, KRUSCH und BÄRTLING.

Herr konz. Markscheider VALENTIN HEINTZ in Landsweiler bei Neunkirchen, Saar, vorgeschlagen von den Herren KRUSCH, BRÜCK und BÄRTLING.

Herr Schulamtskandidat GUSTAV MÜLLER in Alsleben a. S., vorgeschlagen von den Herren DIENST, PICARD und BÄRTLING.

Herr Lehrer A. LAURENT in Hörde, vorgeschlagen von den Herren KRUSCH, A. FRANKE und BÄRTLING

Herr Markscheider WILHELM NENNO in Palenberg, Bez. Aachen, vorgeschlagen von den Herren WUNSTORF, FREMDLING und BÄRTLING.

Herr Fabrikant HANS HEITMANN in Köln, vorgeschlagen von den Herren HENN, DIENST und BÄRTLING.

Herr Bergwerksdirektor BÄHR in Grube Jlse, Niederlausitz
A. Riebecksche Montanwerke A.-G. in Halle a. S.

vorgeschlagen von den Herren KEILHACK, KRUSCH und BÄRTLING.

Herr Paläontologe BERNHARD HAUFF in Holzmaden, Teck, vorgeschlagen von den Herren POMPECKJ, PICARD und BÄRTLING.

Herr Markscheider Dr. KARL LEHMANN in Wattenscheid
Herr Betriebsdirektor ERICH QUENTIN in Weidenau, Sieg
Herr Bergassessor GUSTAV WENDEROTH in Siegen

vorgeschlagen von den Herren QUIRING, KRUSCH und BÄRTLING.

Generaldirektion der Staatlichen Kohlenwerke in Dresden, vorgeschlagen von den Herren BERG, PICARD und BÄRTLING.

Herr Dipl.-Bergingenieur WERNER WIECHELT in Stendal, vorgeschlagen von den Herren BEHREND, PICARD und BÄRTLING.

Herr Dr. ROBERT POTONIÉ in Berlin
Herr Ingenieur OSKAR HÖRICH in Berlin-Steglitz
vorgeschlagen von den Herren GOTHAN, PICARD und BÄRTLING.

Herr Bergassessor HERMANN WILLING in Eisern, Kr. Siegen, vorgeschlagen von den Herren KRUSCH, HENKE und BÄRTLING.

Herr Professor Dr. AUGUST STAMM in Hersfeld, Neumarkt 35
Herr Lehrer LANDMANN in Stolberg, Harz
vorgeschlagen von den Herren KRUSCH, PICARD und BÄRTLING.

Herr Oberlehrer Dr. REITZ in Elmshorn, Holstein, vorgeschlagen von den Herren DIENST, PICARD und BÄRTLING.

Herr Oberingenieur HERMANN SUNDHAUSSEN in Essen, vorgeschlagen von den Herren LÖSCHER, BÖHM und DIENST.

Herr Geologe Dr. FIEDRICH WEBER aus Zürich in Bandoeng (Java), vorgeschlagen von den Herren DIENST, PICARD und BÄRTLING.

Herr Bergassessor Dr. F. FRIEDENSBURG in Frohnau, Mark, vorgeschlagen von den Herren QUIRING, DIENST und BÄRTLING.

Der Vorsitzende legt darauf die als Geschenk eingegangene Literatur vor.

Herr C. GAGEL spricht

Über die angebliche Umstürzung der Diluvialchronologie durch J. BAYER.

Der Wiener Prähistoriker BAYER[1]) hat im Anschluß an seine Altersbestimmungen der paläolitischen Kulturen eine Chronologie und Gliederung des norddeutschen und

[1]) Weder der „Mannus“ (Zeitschrift für Vorgeschichte), in dem Herr J. BAYER, zum Teil auf direkte Aufforderung des Herausgebers (s. Mannus VII, 1915, S. 315 Anm.), die schärfsten Angriffe gegen die Diluvialgeologen und gegen mich insbesondere gerichtet hat, noch die Zeitschrift für Ethnologie,

alpinen Diluviums aufgestellt, um zu einer einwandfreien Eingliederung der altsteinzeitlichen Kulturen in die allgemeine Stratigraphie des Glazialdiluviums zu gelangen[2]), und diese Gliederung und Altersbestimmung des norddeutschen Diluviums steht im schärfsten Gegensatz zu den Ergebnissen, die durch fünfzigjährige mühsame Spezialkartierung und sonstige eingehendste Untersuchungen fast sämtlicher norddeutschen Geologen erlangt sind.

„Um es kurz zu sagen: Die Diluvialgliederung Norddeutschlands, wie sie heute von der Gesamtheit der norddeutschen Diluvialgeologen vertreten wird, ist ebenso unhaltbar wie die Alpengliederung PENCK-BRÜCKNER.“ (BAYER: Mannus X, 1918, S. 179.) Während wir norddeutschen kartierenden Geologen von der Anschauung ausgehen, daß in erster Linie bzw. nur die Stratigraphie — der Schichtverband von Grundmoränen und Interglazialablagerungen — maßgebend ist für Chronologie und Gliederung des Diluviums — als einer glazialen Formation — und erst im Anschluß daran die mit diesen stratigraphisch festgelegten Faunen und Floren in anderen, nicht vergletschert gewesenen Gebieten übereinstimmenden Faunen zur Gliederung herangezogen werden können und benutzt werden dürfen, geht Herr BAYER von der Anschauung aus, „daß die Entscheidung der Frage auf dem Boden des stets eisfreien mitteleuropäischen Gebietes herbeigeführt wurde“ (Mannus X, 1918, S. 180) und nimmt als Ausgangspunkt seines Chronologieschemas eine Verwitte-

---

in der BAYER zuerst 1914 sein mit den Ergebnissen der norddeutschen Diluvialforschung und -gliederung im schroffsten Gegensatz stehendes „Chronologiesystem“ veröffentlicht hat, haben es für angebracht gehalten, eine sachliche Erwiderung auf die BAYERschen Angriffe und Behauptungen abzudrucken, sondern sich dieser einfachsten Pflicht der Billigkeit und Unparteilichkeit unter den haltlosesten Vorwänden entzogen. Ein Verfahren, das ich nicht unterlassen möchte, hier öffentlich festzustellen. Besonders Herr Prof. KOSSINNA im „Mannus“ legt offenbar sehr großen Wert darauf, daß seine Leser keine Argumente gegen „das diluvialarchäologische System, zu dem er selbst mit aller Entschiedenheit sich bekennt“, irgendwie zu erfahren bekommen — ein Verfahren, das offenbar sehr geeignet ist, zur Förderung der wissenschaftlichen Wahrheit beizutragen!

[2]) J. BAYER, Chronologie der diluvialen Kulturen und Ablagerungen, Zeitschr. für Ethn. 1914 (46), S. 465 ff. — Die Bedeutung der Mousterienstation Markkleeberg, Mannus 1915, VII, S. 315 ff. — Die Unhaltbarkeit der bisherigen Eiszeitchronologie Norddeutschlands. Mannus X, 1918. S. 179 ff.

rungs- und Verlehmungszone im niederösterreichischen Löß („Göttweiger Verlehmungszone“), über deren Stellung in der Diluvialchronologie zunächst und direkt gar nichts feststeht, die er aber für letztes Interglazial erklärt und sucht durch Vergleich der in dieser Verlehmungszone gefundenen Fauna und altsteinzeitlichen Kultur mit anderen Diluvialfaunen und Kulturen und durch stratigraphisch nicht belegbare Behauptungen über die Stellung der sogenannten „*Antiquus*-Fauna“ zu der „*Primigenius*-Fauna“ dieser Göttweiger Verlehmungszone zu einer Gliederung des Diluviums zu gelangen, die mit dem von ihm angenommenen Alter der altsteinzeitlichen Kulturen übereinstimmt. Auf Grund des Zusammenvorkommens bzw. Nichtzusammenvorkommens dieser von ihm bezeichneten „Faunen“ (*Antiquus*-Fauna bzw. *Primigenius*-Fauna) mit altsteinzeitlichen Kulturen, deren Alter aber ebenfalls keineswegs feststeht (sondern erst zu beweisen ist!), konstruiert er eine Altersfolge der Diluvialablagerungen bzw. „Faunen“ und sucht in dieses völlig in der Luft schwebende Schema die norddeutschen Diluvialablagerungen hineinzuzwängen, trotzdem hier die stratigraphischen Beweise auf das bestimmteste gegen seine Gliederung sprechen. Herr Bayer geht also genau den umgekehrten Weg wie wir norddeutschen kartierenden Geologen, die wir nur das als sicher und feststehend anerkennen, was stratigraphisch erweisbar bzw. durch Kartierung bewiesen ist.

Die Behauptungen, von denen Herr Bayer ausgeht, sind im wesentlichen folgende: 1. Die in der „Göttweiger Verlehmungszone“ bei Willenberg in Niederösterreich vorkommende Fauna ist die *Primigenius*-Fauna; sie fällt in die letzte (Riss-Würm) Interglazialzeit und ist charakteristisch für diese. (Zeitschr. für Ethn. 1914, S. 490 ff.)

Diese „*Primigenius*-Fauna“ besteht im wesentlichen aus *Elephas primigenius*, *Rhinoceros tichorhinus*, *Rangifer tarandus*, *Bison priscus*, *Bos primigenius*; dazu kommt aber noch besonders betont *Cervus euryceros*, *Cervus elaphus*, *Equus caballus* und einige andere Formen einer „Waldfauna“. Diese Fauna kommt bei Willenberg vor, zusammen mit der Aurignacienkultur und wird als ein unverrückbarer Fixpunkt der Diluvialchronologie angesehen. In ziemlichem Gegensatz zu dieser seiner Schilderung der „*Primigenius*-Fauna“ spricht Herr Bayer an anderen Stellen von „einer Faunengesellschaft, wie ich sie als charakteristisch für das Riss-Würm-Interglazial auf-

gezeigt habe: Waldfauna mit Hirsch und Reh, wärmeliebende Konchylien, wie *Helix pomatia*" (Mannus X, 1918, S. 183) und: „das entscheidende Profil von Willenberg: Mitten zwischen zwei Lößen mit glazialen Konchylien, eine Laimenzone mit darauflagerndem Schwemmlehm. Im Bereich der Laimenzone Massen von Weinbergschnecken und Reste einer gemäßigten Waldfauna, aber ohne die charakteristischen Elemente der *Antiquus*-Fauna" (Mannus X, 1918, S. 186) und bezeichnet nun dieses als wesentlich für das Riss-Würm-Interglazial.

Es bleibt also jedem unbenommen, was er sich nun eigentlich unter der „*Primigenius*-Fauna" vorstellen will und Herr Bayer macht von dieser Unbestimmtheit und Vieldeutigkeit je nach seinen Zwecken auch reichlich Gebrauch, wie ja überhaupt die Unbestimmtheit und Vieldeutigkeit aller seiner Definitionen und Begriffe sehr charakteristisch für Bayer ist!

Bei der Behauptung, daß die „*Primigenius*-Fauna" charakteristisch für das Riss-Würm-Interglazial ist, wird aber übersehen bzw. nicht erwähnt, daß die Hauptcharaktertiere der „*Primigenius*-Fauna", nämlich die, von denen sie ihren Namen hat, auch schon in wesentlich älteren Schichten nachweislich vorkommen (Kokens „Ältere *Primigenius*-Fauna"), hier allerdings zusammen mit einer altpaläolitischen Kultur (Mousterien- oder nach Wiegers gar Acheuleenkultur) z. B. bei Markkleeberg!

Seine „*Primigenius*-Fauna" kommt nach Herrn Bayer auch in dem von ihm stratigraphisch nicht bestrittenen letzten Interglazial von Rixdorf vor, hier aber zusammen mit den Charaktertieren der „*Antiquus*-Fauna", nämlich *Elephas antiquus* und *Rhinoceros Merckii*, die bei Willenberg nicht vorhanden sind!

Wie man die oben von Bayer charakterisierte „*Primigenius*-Fauna" von Willenberg überhaupt mit der Fauna von Rixdorf vergleichen und parallelisieren kann, wo *Helix pomatia* überhaupt nicht vorkommt und die „Waldfauna", d. h. *Cervus elaphus*, *Cervus euryceros*, *Alces palmatus* (das Reh kommt bei Rixdorf gar nicht vor!) gegenüber den massenhaften *Elephas primigenius*, *Rhinoceros tichorhinus* und *Rhinoceros Merckii* sowie gegenüber den hoch nordischen Formen *Ovibos moschatus* und *Rangifer tarandus* ganz zurücktritt, bleibt zunächst ganz unverständlich und ist nur dadurch zu erklären, daß Bayer an der stratigraphischen Stellung von Rixdorf als letztem Interglazial doch nicht zu

rütteln wagt, also es mit der „Göttweiger Verlehmungszone" parallelisieren muß. Die zweite, grundlegende und für sein Chronologiesystem entscheidende Behauptung von BAYER ist die folgende: „Die sogenannte *Antiquus*-Fauna fällt in das erste (vorletzte oder Mindel-Riss-Interglazial, ist für dieses charakteristisch und kehrt später nicht mehr wieder!"

Besonders diesen letzten Satz behauptet Herr BAYER immer wieder mit besonderer Betonung!

„Das letzte Interglazial ist gegenüber dem Mindel-Riß-Interglazial paläontologisch völlig verschieden charakterisiert; es fehlt ihm die echt interglaziale wärmeliebende *Antiquus*-Fauna gänzlich; dagegen ist nun die mit der vorletzten Eiszeit eingewanderte *Primigenius*-Fauna die Leitfauna. Aber sie gibt sich durch das Ausscheiden der ausgesprochen arktischen Tiere (siehe Rixdorf. C. GAGEL!), die während des Riss-Glazials in Massen erschienen waren und durch das Hervortreten des Hirsches doch deutlich als interglaziale Fauna (Zeitschr. für 1914, S. 470)." Ferner: „Ihm (dem ersten Interglazial) gehören die nicht allzu häufigen Reste der *Antiquus*-Fauna in Deutschland an, deren Lagerung nirgends für ein jüngeres Alter spricht, als es dem unteren Geschiebemergel zukommt!" (Ebenda S. 473.) (Vgl. Rixdorf und Rabutz.)

„Es kehrt in meinem Chronologieschema entsprechend der obigen, gesicherten, archäologisch-paläontologischen Abfolge keine *Antiquus*-Fauna im letzten Interglazial wieder." (Mannus VI, 1914, S. 225.)

„Damit sind wir wieder bei der Streitfrage angelangt, ob es eine Wiederkehr der sogenannten *Antiquus*-Fauna im letzten Interglazial gibt. — Ich sage darauf nochmals: Nein!" (Mannus VII, 1915, S. 320.)

Auf den Hinweis, daß diese Wiederkehr der „*Antiquus*-Fauna" im letzten Interglazial eine unbezweifelbare, stratigraphische Tatsache sei und durch Taubach-Ehringsdorf und Rixdorf erwiesen sei, antwortet Herr BAYER folgendermaßen: (Mannus X, 1918, S. 184.) „Überall im letzten Interglazial die *Primigenius*-Fauna und nur im Ilmtal die *Antiquus*-Fauna — das gibt es nicht!" Ferner: (Mannus VII, 1915, S. 320.) „Taubach weist wohl den Altelefanten in Massen auf, gehört aber, wie die altsteinzeitliche Typologie lehrt (? C. GAGEL), dem Acheuleen und damit dem vorletzten Interglazial an!"

Also gegenüber den stratigraphischen Hinweisen darauf, daß Ehringsdorf-Taubach in dem wohlgegliederten Terrassensystem der Ilm eine recht tiefe und junge Stellung einnimmt, wird das erst interglaziale Alter einfach nur behauptet — auf Grund der Bestimmung der Taubacher Kultur als Acheuleen, die von den meisten Archäologen für falsch angesehen und heftig bestritten wird! Da zweifellose glaziale Ablagerungen dort nicht vorkommen, steht hier zunächst archäologische Behauptung gegen geologische Wahrscheinlichkeit.

In bezug auf Rixdorf, dessen stratigraphische Stellung über allen Zweifel erhaben ist, und die auch von Herrn Bayer nicht angezweifelt werden kann, spricht er sich folgendermaßen aus: (Mannus VII, 1915, S. 322): „Von den *Antiquus*-Resten von Rixdorf darf man, falls überhaupt dort solche vorkommen und nicht eine Verwechslung vorliegt, annehmen, daß sie aus dem älteren Interglazial stammen, also auf sekundärer Lagerstätte liegen, wie des öfteren auch die *Paludina diluviana* im letzten Interglazial erscheint!“

Also in bezug auf dieses wohl am besten studierte und untersuchte Profil Norddeutschlands, dessen Verhältnisse für seine Behauptungen schlechthin vernichtend sind, hilft sich Herr Bayer mit den Worten: „man kann annehmen“. Er behauptet nicht etwa auf Grund eigener Untersuchungen der Rixdorfer Säugetierreste, daß sie verschwemmt auf sekundärer Lagerstätte liegen, sondern „man kann annehmen“. Über diese Methode, unbequeme, ja vernichtende Tatsachen aus der Welt zu schaffen, ist meines Erachtens kein Wort weiter zu verlieren! Jeder, der die wundervoll erhaltenen Reste von *Rhinoceros Merckii*[3]) mit den völlig intakten, scharfkantigen Schmelzleisten der Zähne gesehen hat, wird nicht einen Augenblick im Zweifel sein, daß diese Tiere — ebenso wie die ganze Fauna – an Ort und Stelle gelebt haben und nicht aus dem (50 m tiefer liegenden) I. Interglazial verschleppt und verschwemmt worden sind. Diese riesigen Knochen und Zähne werden nicht so leicht

---

[3]) Ich möchte hier die Gelegenheit benutzen, einen Druck- oder Schreibfehler meiner Arbeit: „Die Beweise für eine mehrfache Vereisung Norddeutschlands in diluvialer Zeit (Geol. Rundschau IV, 1913, S. 377) richtigzustellen. Von *Rhinoceros Merckii* sind bei Rixdorf nicht, wie dort angegeben, nur ein Zahn, sondern vielfache, wohlerhaltene Reste (Kiefer, Zähne) vorhanden.

„verschwemmt" wie die kleinen, leichten Paludinenschalen. Jede Fauna, die im groben Kies liegt, also in Ablagerungen sehr schnell fließender Gewässer, muß natürlich teilweise bestoßene Ecken und Kanten haben; das Erstaunliche an der Rixdorfer Fauna, die in ganz groben Kiesen liegt, ist nicht, daß einzelne der riesigen Knochen etwas abgerollt sind, sondern daß die riesigen Zähne mit ihren empfindlichen, scharfen Schmelzleisten so wenig abgerollt, ja zum Teil völlig intakt sind. Diese Tatsache beweist uns, daß die Tiere tatsächlich unmittelbar neben der Ablagerungsstelle gelebt haben, wofür auch die Massenhaftigkeit der Reste spricht. Als dritter und ebenso wie Rixdorf völlig einwandfreier und unwiderleglicher Beweis dafür, daß die *Antiquus*-Fauna im letzten Interglazial tatsächlich wiederkehrt, ist neuerdings nun noch Rabutz bei Halle zu nennen.

Die stratigraphische Stellung von Rabutz (Blatt Dieskau der geologischen Karte von Preußen, Lieferung 52) ist völlig einwandfrei durch die genaueste Spezialkartierung festgelegt!

Der Rabutzer Beckenton liegt auf der Moräne der Haupteiszeit (Unterer Geschiebemergel), der seinerseits das einwandfrei belegte, fossilführende, vorletzte Interglazial der Saale-Hauptterrasse überlagert, und wird von Ablagerungen der letzten Eiszeit bedeckt. (Vgl. Siegert und Weissermel: Das Diluvium zwischen Halle a. S. und Weißenfels, Abh. der Pr. Geolog. Landesanstalt, Heft 60, 1911, Seite 270, 303, Tafel 7 und 8.)

Daß Rabutz ein richtiges, warmes Interglazial ist, was bisher angezweifelt werden konnte (und zeitweise von mir selbst bezweifelt worden ist), hat sich durch die neuen, umfangreichen und sehr sorgfältigen Untersuchungen von Weber und Sörgel ergeben. C. A. Weber (Die Pflanzenwelt des Rabutzer Beckentons usw., Englers Botanische Jahrbücher, 1917.) hat in diesem Ton eine ganz gemäßigte Flora im Horizont III nachgewiesen, mit Eiche, Fichte, Föhre, Weide, Birke, Erle, Esche, Hasel, Linde und so fort, sowie mit menschlichen Artefakten. Unterlagert wird diese Schicht mit der ganz gemäßigten Flora von glazialen Schichten mit arktischen Moosen und Zwergweiden (*Salix polaris* usw.), deren Flora nach oben hin allmählich „wärmer" und günstiger wird. Die Schicht III mit der ganz gemäßigten interglazialen Waldflora enthält außerdem *Elephas antiquus*, *Rhinoceros*

Merckii, also die beiden „Charaktertiere" der *Antiquus*-Fauna, ebenso aber auch *Equus* sp. *Bos primigenius, Bison priscus, Alces palmatus, Cervus euryceros, Cervus elaphus, Cervus capreolus, Felis leo fossilis, Ursus arctus, Canis* cf. *Lupus, Sus scrofa ferus*[1]), also auch die „ganze Waldfauna", die BAYER als charakteristisch für das letzte Interglazial betrachtet (siehe oben). Es ist mithin sowohl faunistisch als auch floristisch und stratigraphisch ein ganz wundervolles, eindeutiges Interglazial und zwar stratigraphisch ganz unzweifelhaft letztes Interglazial! — Hier kommt zu allem übrigen noch hinzu, daß die Fauna im Ton liegt — also ganz sicher an primärer Lagerstätte und nicht verschwemmt! Tone lagern sich nur in stagnierendem Wasser ab, das keine Knochen und Zähne bewegen und verschwemmen kann! Welche prähistorische Kulturstufe in Rabutz vorhanden ist, darüber haben die Prähistoriker noch nichts verlauten lassen. Man kann nun wohl gespannt sein, wie sich Herr BAYER mit diesem, in jeder Hinsicht einwandfreien letzten Interglazial, das doch die „*Antiquus*-Fauna" führt, zusammen mit der nach ihm selbst für das letzte Interglazial charakteristischen „Waldfauna", abfinden wird. Hier bei Halle und Rabutz liegt die „*Antiquus*-Fauna" in zwei Etagen sozusagen übereinander, zu unterst in den erstinterglazialen Saalehauptterrassenschottern und dann, durch die Grundmoräne der Haupteiszeit davon getrennt, im Rabutzer Beckenton, eine Etage höher! Man braucht hier nur die Karten und die sehr ausführlichen Profile von SIEGERT und WEISSERMEL zu studieren, um über den Sachverhalt durchaus aufgeklärt zu sein.

Es ist also hierdurch ebenso wie durch Rixdorf erwiesen, daß es eine spezifische, auf einen, engsten Horizont beschränkte *Antiquus*-Fauna nicht gibt, sondern daß diese *Antiquus*-Fauna mindestens zweimal wiederkehrt. Daß das zweite „Charaktertier" der „*Antiquus*-Fauna", *Rhinoceros Merckii*, bis zum Schluß des Diluviums aushält und noch in den jungglazialen Terrassenkiesen an der Weichsel vorkommt, sei nur noch anhangsweise erwähnt. Es ist also ausgeschlossen, die „*Antiquus*-Fauna" in zweifel-

[1]) SÖRGEL, Löße, Eiszeiten und paläolithische Kulturen, Jena 1919; daneben enthält diese Schicht paläolithische Kulturreste.

haften Fällen als Beweis für das erste Interglazial zu benutzen und alle daraufhin begründeten Schlüsse fallen eo ipso fort!

Es ist also damit bewiesen, daß an den beiden bestuntersuchten und stratigraphisch völlig einwandfreien Interglazialprofilen Norddeutschland die unbestreitbaren stratigraphischen und paläontologischen Tatsachen das Gegenteil von dem dartun, was Herr BAYER mit größtem Nachdruck behauptet und zur Grundlage seines ganzen Systems macht.

Es gehört also immerhin einiger Mut dazu, wenn daraufhin Herr BAYER mit Sperrdruck behauptet (Mannus X, 1918, S. 1761.): „Die Diluvialgliederung Norddeutschlands, wie sie heute von der Gesamtheit der norddeutschen Diluvialgeologen vertreten wird, ist ebenso unhaltbar, wie die Alpenchronologie PENCK-BRÜCKNER."

Ich habe in einer kleinen Arbeit[5]) in sehr vorsichtiger und wie ich glaube unparteiischer Weise alle die Unstimmigkeiten zwischen archäologischer und geologischer Gliederung des Diluviums diskutiert und auf alle schwachen Stellen der Beweisführung — auch der geologischen — hingewiesen, um damit die Grundlagen für eine bessere und allseitig befriedigende Lösung dieser Fragen zu schaffen. Herr BAYER, für den und dessen System diese meine sehr vorsichtigen, objektiven Feststellungen wohl peinlich sind, sucht sich nun dadurch zu helfen, daß er erstens über den Hauptbeweispunkt (Rixdorf) mit dem oben dargelegten „man kann annehmen" hinweggeht und andererseits mir an zwei anderen, sehr wesentlichen Stellen noch das genaue Gegenteil dessen in den Mund legt, was ich wirklich geschrieben habe, und dann diese völlig aus der Luft gegriffenen, angeblich von mir aufgestellten Behauptungen zum Gegenstand seiner Angriffe und „Beweisführungen" macht.

Wenn Herr BAYER schreibt (Mannus VII, 1915, S. 323): „Aber GAGEL schwört zu sehr auf KOKEN, als daß er dessen Altersstellung der schwäbischen Höhlenprofile für unrichtig halten könnte", und ferner mich sagen läßt: „... muß also ein Fehler vorliegen, und zwar muß er der Archäologie zur Last fallen, denn die Geologie kann nicht geirrt haben", so bitte ich jeden unparteiischen Leser, sich meine Ausführungen (Mannus VI, 1914, S. 374, Absatz 2.)

---

[5]) C. GAGEL, Die altsteinzeitliche Fundstelle Markkleeberg bei Leipzig, Mannus VI, 1914, S. 369 ff.

durchzulesen, wo ich ausdrücklich geschrieben habe: „Die glaziale Stratigraphie versagt ja bei diesen Höhlenfunden“. Ferner: „Eine Kritik, die sich gegen die geologische Datierung des schwäbischen Paläolitikums richten will, kann sich nur an diesen, nicht durch eine einwandfreie glaziale Stratigraphie, sondern durch diluvialfaunistische **Erwägungen** gestützten **Indizienschluß** wenden“.

„Hier wäre also noch die Nachprüfung irgendeines Schlusses möglich“ (S. 374, Absatz 3).

Für jeden, der ruhig diese meine zitierten Ausführungen im „Mannus“ liest, kann m. E. gar kein Zweifel bestehen, daß ich mir der Möglichkeit, daß auch die Kokensche Eingliederung der altsteinzeitlichen Kulturen noch eine Nachprüfung und Umänderung erfahren könnte, durchaus bewußt gewesen bin, — ich habe sogar auf die Konsequenzen hingewiesen, die eine solche Nachprüfung und Änderung der Kokenschen Anschauungen auch für andere Gebiete haben müßte. Die Bayersche Polemik gegen mich ist also nicht nur völlig gegenstandslos, sondern es ist m. E. sogar völlig unbegreiflich, wie eine derartige Entstellung meiner Ansichten und Darlegungen überhaupt möglich war! Mit einer derartigen Methode der „Beweisführung“ kann man allerdings alles „beweisen“ bzw. „widerlegen“. Ebenso besagt auch der Satz von Bayer: „Die heute fast allgemein verbreitete Ansicht, die auch Gagel vertritt, daß der jüngere Löß postglazial sei“ (Mannus VII, 1916, S. 324), das genaue Gegenteil von dem, was ich stets und völlig unmißverständlich gesagt und zu beweisen mich bemüht habe. Ich bin stets für das hochglaziale Alter des Lösses eingetreten; schon auf S. 373 meiner befehdeten Arbeit (im Mannus VI, 1914, Absatz 3) steht: „Eine Tatsache, mit der sich die Prähistorie ebenso abfinden muß, wie mit der jetzt auch von Penck schon zugegebenen Tatsache, daß der jüngere Löß von der Höhe der letzten Eiszeit ab erscheint und nicht interglazial ist. Ebenso steht in meiner Arbeit „Probleme der Diluvialgeologie“ (Branca-Festschrift 1914, S. 147 und 149) ganz ausführlich meine Ansicht von dem hochglazialen Alter des Lösses begründet, und diese Arbeit wird von J. Bayer mehrfach zitiert. Wenn ich (Mannus VI, 1914, S. 371.) geschrieben habe: „Für die stets wiederkehrende Behauptung der Archäologen, daß der jüngere Löß vor die Würm-Eiszeit fällt, fehlt jeder Beweis

— alle stratigraphischen und sonstigen Beweise belegen das Gegenteil", so ist mit diesem „Gegenteil" ganz selbstverständlich das Gegenteil von **interglazial**, also **hochglazial** (nicht postglazial) gemeint, wie schon aus dem eben zitierten Absatz S. 373 ersichtlich ist.

Ich bin mir, ebenso wie meine kritischen, kartierenden Kollegen, durchaus der vielen Mängel und Unstimmigkeiten in unseren bisherigen Annahmen über die Altersstellung einzelner Diluvialablagerungen sowie über die Gliederung des Diluviums bewußt, und habe zum Nachweis dessen eine besondere Arbeit geschrieben, (Probleme der Diluvialgeologie, Branca-Festschrift), in der ich ausdrücklich auf diese Unstimmigkeiten hingewiesen habe. Fortschritte können wir aber nur machen, wenn wir von den stratigraphisch einwandfrei belegten und feststehenden Fixpunkten und deren paläontogischen Befunden ausgehen, und dazu gehören zu allererst Rixdorf und Rabutz, nicht aber, wenn wir diese durch mühselige, exakteste Kartierungsarbeit von 50 Jahren festgelegten Fixpunkte und deren unwiderlegliche Ergebnisse völlig über den Haufen werfen auf Grund und zuguunsten unbewiesener Voraussetzungen und Hypothesen, die völlig in der Luft schweben bzw. den bewiesenen Tatsachen diametral gegenüberstehen!

Wenn sich nun wenigstens die Archäologen und Prähistoriker einig wären in ihren Behauptungen! Aber die Behauptungen von Bayer über das Alter der Taubacher Kultur als Acheuleen, mittels deren er das erstinterglaziale Alter von Taubach und des *Elephas antiquus* beweisen will, werden von einer großen Zahl hervorragender Archäologen durchaus bestritten, die diese Kultur für Mousterien erklären und das mit sehr guten Gründen belegen. Herr Bayer steht also mit einem großen Teil seiner Spezialkollegen in einem ebenso schroffen Widerspruch wie mit allen Geologen, was nicht gerade die Wahrscheinlichkeit dafür erhöht, daß er recht hat.

Wir würden der Sache meines Erachtens wesentlich näherkommen, wenn Herr Bayer sich einer präzisen, eindeutigen Nomenklatur befleißigen würde und nicht mit interglazial, postglazial usw. in sich ganz verschiedenartige Dinge und diese auch fast stets anders als die Mehrzahl der Geologen bezeichnen würde. Ein Ausweg aus der schier rettungslos verfahrenen Situation und den Unstimmigkeiten zwischen Geologen und Prähistorikern ist nur möglich, wenn

die Archäologen ihre Kulturbestimmungen von rein sachlichen und typologischen Gesichtspunkten aus machen und dann das, was typologisch eindeutig und sicher ist, mit dem in Verbindung bringen, was geologisch-stratigraphisch ebenso eindeutig und sicher ist. Es geht aber nicht an, daß man Taubach einerseits für Acheuleen erklärt, **weil** es letztes Interglazial ist (R. R. SCHMIDT), weil nämlich das Acheuleen nach der Ansicht von R. R. SCHMIDT ins letzte Interglazial fällt und „weil das Mousterien, zu dem eine Anzahl Formen gehören könnte, **in Frankreich** mit einer rein glazialen Fauna zusammen vorkommt!!" (R. R. SCHMIDT), und daß andererseits ein anderer Prähistoriker (BAYER) behauptet, Taubach müsse **vor**letztes Interglazial sein, **weil** es die Acheuleenkultur führt und dieses Acheuleen (nach BAYER!) **vor** die Haupteiszeit fällt!! Das sind doch die allerübelsten Zirkelschlüsse, mit denen man sich andauernd im Kreise herumdreht.

So wie Taubach als „warmes" Mousterien (WIEGERS!) anerkannt wird, was jetzt schon von maßgebenden Archäologen behauptet wird und wahrscheinlich richtig ist, so fällt auch das letzte Argument BAYERS über das erstinterglaziale Alter von Taubach in sich zusammen, und von seinen Behauptungen über das norddeutsche Diluvium bleibt gar nichts übrig!

Wobei dann immer noch das sehr triftige Bedenken dagegen bleibt, die altsteinzeitlichen Kulturen aus dem mehrfach vergletschert gewesenen Norddeutschland ohne weiteres mit den Typennamen des französischen Altpaläolithikums zu belegen —, wenn diese deutschen und französischen Kulturen wirklich identisch und gleichzeitig wären, könnte doch nicht dieser andauernde und erbitterte Streit über die Benennung z. B. von Taubach und Markkleeberg möglich sein[6])!

Es wäre zu den übrigen Behauptungen und Hypothesen BAYERS vom geologischen und auch vom prähistorischen Standpunkt aus noch sehr viel zu sagen; es ist aber meines Erachtens aussichtslos und zwecklos, sich mit all diesen beweislos hingeworfenen und sich oft gegenseitig widersprechenden Behauptungen und Hypothesen auseinanderzu-

---

[6]) C. GAGEL (Mannus VI, 1914, S. 369 ff., Schluß!): Die altsteinzeitliche Fundstelle Markkleeberg bei Leipzig.

setzen — das lohnt Papier und Mühe nicht. Ich habe vorstehendes auch nicht diskutiert, um Herrn Bayer zu überzeugen, was anscheinend aussichtslos ist, sondern weil ich die mit solcher apodiktischen Sicherheit vorgetragenen Bayerschen Behauptungen und Angriffe auf uns Geologen nicht ganz unwidersprochen lassen wollte, damit es nachher nicht heißt: Qui tacet, consentire videtur.

In der Diskussion zum Vortrag von Herrn Gagel führt Herr **E. WERTH** zu J. Bayer:

Die Unhaltbarkeit der bisherigen Eiszeitchronologie Norddeutschlands.

(Mannus X, 1918, S. 179 ff.) folgendes aus:

Ich benutze gern die Gelegenheit, um im Anschluß an die Ausführungen des Herrn Gagel meinerseits kurz Stellung zu nehmen zu dem sich vornehmlich gegen meine Person richtenden Angriff Josef Bayers, zumal ich ohnehin nicht die Absicht gehabt habe, ausführlicher darauf zu antworten. Denn erstens habe ich die ganze hier umstrittene Frage der Einordnung der Diluvialkulturen in die Eiszeitchronologie eben erst in fünf umfangreichen Kapiteln meines neuen Buches über den fossilen Menschen, wie ich glaube sagen zu dürfen, ziemlich erschöpfend behandelt; zweitens aber sehe ich mich nicht vor die Notwendigkeit versetzt, irgend jemand von der Richtigkeit meiner Auffassung zu überzeugen, da Bayer sich mit seinen gegenteiligen Ansichten über das norddeutsche Diluvium eingestandenermaßen im Gegensatz zu „der Gesamtheit der norddeutschen Diluvialgeologen“ befindet. Bayer selbst jedoch, indem er „die unumstößliche Richtigkeit“ seines diluvialgeologisch-paläontologisch-archäologischen Systems verkündet, von der Unrichtigkeit seiner Ideen zu überzeugen, habe ich nie beabsichtigt.

Ich kann mich also kurz fassen und habe dabei zunächst einigen klaren Irrtümern entgegenzutreten. Bayer behauptet (S. 179, 2. Abschn.), daß ich auf dem Standpunkt des postglazialen Lösses stehe. Ich habe niemals einen solchen Standpunkt vertreten, ihn im Gegenteil stets energisch bekämpft!

Es ist weiter unrichtig, daß ich, wie Bayer (S. 182) behauptet, Gagel eifrig zugestimmt habe in der Auffassung, daß Markkleeberg an den Schluß des vorletzten Intergla-

zials gehöre. Ich bin vielmehr stets für ein vorletzthochglaziales Alter dieser Schotter eingetreten: eine Auffassung, die auch Gagel sich im Schlußpassus seiner „Mannus"-Arbeit zu eigen macht.

Bayer wirft mir ferner Unzulänglichkeit meiner Arbeitsmethode vor, indem ich mich (zur Aufstellung einer Diluvialstratigraphie) auf das Studium des heimatlichen (norddeutschen) Bodens beschränkt habe (S. 180, dritt- und vorletzter Abschnitt). Ich muß Herrn Bayer entgegnen, daß ich das Diluvium in vier Erdteilen, darunter in Europa in den verschiedensten Ländern, in vergletschert und in nicht vergletschert gewesenen Gebieten studiert habe und damit wohl „auf breitester Grundlage" aufbaue. Ich nehme es selbstverständlich an sich nicht übel, wenn Herr Bayer die über meine Studien publizierten Schriften und Bücher nicht kennt; aber ehe man eine solche Behauptung — die geeignet sein könnte, den wissenschaftlichen Gegner zu mißkreditieren — aus dem Ärmel schüttelt, hat man sich doch wohl etwas danach umzusehen. Ganz besonders aber hätte Bayer dazu Veranlassung gehabt, wenn er seinerseits sich für berechtigt hält, Klage darüber zu führen, daß ich seine Arbeiten „nicht genügend" studiert habe (S. 181).

Was aber „die zu enge Begrenzung des Gebietes" sonst angeht, so verfällt ja Bayer ganz offensichtlich selbst in den von ihm gerügten Fehler, wenn er „die Entscheidung der Frage auf dem Boden des stets eisfreien mitteleuropäischen Gebiets" herbeiführen will (S. 12, Mitte). Denn darin wird ihm wohl niemand zustimmen und außer ihm niemand es „natürlich" finden, daß eine Eiszeitchronologie, d. h. eine Gliederung des Diluviums, am besten dort zu gewinnen ist, wo die eiszeitlichen Vergletscherungen nicht hingereicht haben.

Herr Bayer fordert mich auf, seine „Chronologie der diluvialen Kulturen und Ablagerungen in den Alpen und in Norddeutschland" umzustoßen. Nun wohl, das habe ich in meinem oben angeführten Buche ausführlich versucht. Es ist nunmehr Herrn Bayers Sache, dagegen anzurennen! „Aber sachlich, nicht mit subjektiven Ansichten über mein Können und mit unbegründeten wissenschaftlichen Einwänden!" So füge ich wörtlich nach Herrn Bayer hinzu, welcher es naturgemäß für nötig hält, damit dem wissenschaftlichen Gegner Mangel an Objektivität vorzuwerfen, nachdem er unmittbar vorher seine Chronologie als diejenige bezeichnet, durch die „zum erstenmal die Diluvial-

stratigraphie Norddeutschlands an und für sich und im Verhältnis zur alpinen Diluvialgliederung richtig dargestellt wird". Dieser auch bei BAYER gesperrt gedruckte Nachsatz schmeckt allerdings in keiner Weise nach „subjektiven Ansichten"!

Betreffs der Typologie hatte ich Herrn BAYER aufgefordert, den Typus zum Alt- und Mittelmoustérien (das nach seiner Ansicht in Markkleeberg vertreten ist) aufzuzeigen, ferner die für die (nach ihm in Taubach vorhandene) Acheuleenkultur als maßgebend geltenden Instrumente vorzuweisen. Wo ist vor allem (in Taubach) das Grundkennzeichen einer Acheuléenkultur, die allseitig beobachteten, sorgfältig retuschierten Acheulkeile?, fragte ich weiter. Statt eine Antwort auf diese Fragen zu geben, versucht Herr BAYER mich einzuschüchtern, indem er öffentlich erklärt: „WERTH steht offenbar mit der paläolithischen Typologie auf keinem guten Fuße." O nein, Herr BAYER, so leicht lassen wir uns nicht verblüffen! Hier heißt es: Farbe bekennen, heraus mit der Antwort; dann wird sich zeigen, wer auf besserem Fuße mit der paläolithischen Typologie steht, JOSEF BAYER oder EMIL WERTH!

Betreffs der geologisch-stratigraphischen Stellung von Markkleeberg stelle ich fest, daß BAYER nunmehr die Schotter knapp vor das Maximum des vorletzten Glazials versetzt, nachdem er früher eingestandenermaßen sie als „interglaziale" Bildung bezeichnet hat. Es wirkt aber nachgerade komisch, wenn jemand empörten Tones verlangt, daß man es zu wissen habe, daß Herr SCHULZE gemeint sei, wenn er von Herrn MÜLLER spricht. Interglazial ist nämlich wirklich etwas anderes als fast hochglazial!

Ein klassisches Beispiel für die Art der Beweisführung BAYERS ist folgender Satz: „Im Ilmtal fehlen sicher datierbare glaziale Ablagerungen, wie ich mir zu wiederholen erlaube, denn sonst wären die dortigen glazialen Ablagerungen bisher doch wenigstens von einem Geologen richtig als mindelglazial bestimmt worden und nicht als rißglazial." Kommentar erübrigt sich, pflegt man zu sagen.

Betreffs der Kultur von La Micoque (HAUSERS Micoquien-Typus) habe ich Herrn BAYER mitzuteilen, daß ich auf Grund eingehender Studien schon lange darüber mir ein eigenes Urteil gebildet habe und damit, höflichst dankend, seiner gütigen Belehrungen entraten kann. Ich habe mich über La Micoque verschiedentlich geäußert, zuletzt im Korrespon-

denzblatt der Deutschen Anthropologischen Gesellschaft (50. Jahrgang, S. 10 ff.) und dann auch neuerdings in meinem oben zitierten (noch im Druck befindlichen) Buche. Im übrigen kann mir aber BAYERS diesbezügliche „klare Charakterisierung" wegen ihres allzu geringen Gehaltes an Sachlichkeit nicht sonderlich imponieren. Mir scheint, auch er sieht den Splitter in des Bruders Auge und wird nicht gewahr des Balkens im eigenen!

BAYERS Berufung auf die *Antiquus*-Fauna des französischen Acheuleen zur Stütze seines vorletztinterglazialen Acheuleen von Taubach, liegt ein glatter Zirkelschluß zugrunde. Überdies, was heißt: „in Frankreich"; ja, Frankreich ist doch groß, welche Fundstellen und welche Schichten dort meint denn Herr BAYER gefälligst? Wir wollen doch nicht gar so genial sein!

Es ist positiv falsch, was BAYER behauptet, „daß es im Diluvium nur ein *Antiquus*-Interglazial" gibt. Kein Paläontologe und kein Diluvialgeologe wird ihm das glauben. BAYER führt hier — als Beweis für seine Ansicht — auch den menschlichen Unterkiefer von Ehringsdorf an. Damit tut er sich einen schlechten Dienst. Jeder Paläontologe schließt bei einem Vergleich der Kiefer von Mauer und von Ehringsdorf auf ein höheres Alter des ersteren. Beiderlei Kiefer sind aber aus *Antiquus*-Interglazialen gehoben worden.

Auch über die Göttweiger Verlehmungszone und die daran geknüpften Folgerungen habe ich in dem oben genannten Buche mich genügend ausgelassen. Ich will hier nur bemerken, daß ich mich betreffs der „Interglazialfauna" dieser Schicht durchaus den Ausführungen WIEGERS (diese Zeitschr. 1914, Bd. 66, S. 379 ff.) anschließen muß, ihren klimatologischen Wert damit nicht anerkennen kann. Auch die Berufung auf SOERGEL nützt Herrn BAYER nichts. SOERGEL vertritt — wie ich positiv weiß — ganz und gar nicht den Standpunkt — auch keine Annäherung an den Standpunkt —, daß die Göttweiger Zone Riß-Würm-Interglazial sei. Außerdem ist es bisher in keiner Weise wahrscheinlich gemacht, daß der „Göttweiger Verwitterungszone" eine regionale Verbreitung und damit eine allgemeine Bedeutung zukommt. In anderen Fällen — wie in dem von BAYER (Abb. 1) wiedergegebenen Profil zu Wielandstal — handelt es sich um mehrere Zonen nicht äolischer Einlagerungen im Löß, die (z. B. bei Koblenz a. Rh.) sich auf

das ganze Lößprofil verteilen können. In Norddeutschland kennt man überhaupt bis jetzt nicht Vergleichbares.

Es bleibt damit doch dabei, daß es sich bei BAYER, gegenüber den Auffassungen der norddeutschen Diluvialgeologen u. a. um eine Verschiebung des letzten Interglazials handelt. Wenn BAYER sagt: „Jedenfalls geben die drei Grundmoränen Norddeutschlands einwandfreie, allseits anerkannte Vertreter der letzten, vorletzten und vorvorletzten Eiszeit ab und sind so der feststehende Rahmen in den eingebaut wird," so ist das richtig. Baut man aber ein, d. h. natürlich unter strenger Berücksichtigung aller geologisch-stratigraphischen Kautelen, so kommt Taubach eben nicht an die Stelle, die ihm BAYER zuteilt. Und mit Bezug auf Göttweig wäre es BAYERS Aufgabe, den stratigraphischen Nachweis zu erbringen, daß sich der dortige obere Löß mit der oberen, der dortige untere Löß aber mit der nächsttieferen norddeutschen Grundmoräne verzahnt, wenn anders die Berufung auf den feststehenden Rahmen der drei norddeutschen Grundmoränen überhaupt einen Sinn haben soll. Denn es kann doch unmöglich ganz willkürlich sein, wie und was man in den Rahmen einbaut.

Herr R. BÄRTLING trägt vor über **„Transgressionen, Regressionen und Faziesverteilung in der mittleren und oberen Kreide des Münsterischen Beckens[1]).“**

An der Erörterung des Vortrages beteiligen sich die Herren STIELER und POMPECKJ.

Der Bericht wird verlesen und genehmigt.

v. w. o.

POMPECKJ. JANENSCH. BÄRTLING.

---

[1]) Der Vortrag kommt mit den vorgelegten Karten in den Abhandlungen dieses Jahrgangs zum Abdruck.

Briefliche Mitteilungen.

1. Zu welch schweren Schäden führt eine übertriebene Betonung der Geologie in der Geographie?

Von Herrn ALBRECHT PENCK.

Berlin, den 1. Dezember 1919.

Unter diesem Titel haben die Herren W. BRANCA und EM. KAYSER eine briefliche Mitteilung in den Monatsberichten dieser Zeitschrift veröffentlicht (1919, S. 30), deren Inhalt vielen Fachgenossen bereits vor mehr als 1½ Jahren durch ein Rundschreiben der genannten Herren bekannt geworden ist. Darin forderten sie die deutschen Geologen auf, dem Schreiben zuzustimmen, das sie im ausdrücklichen Einverständnis mit Fachgenossen zu veröffentlichen trachteten. Damals ist das Schreiben auch mir zugegangen — allerdings nicht durch die Herren BRANCA und KAYSER. Veröffentlicht worden ist es, ohne daß das Einverständnis der Fachgenossen ausgesprochen wird.

Rückt schon die Vorgeschichte des Briefes diesen in ein eigentümliches Licht, so erlaubt die angesehene Stelle, an welcher er nunmehr veröffentlicht worden ist sowie das wissenschaftliche Ansehen seiner Verfasser nicht, stillschweigend an ihm vorüberzugehen; insbesondere sehe ich mich genötigt, zu ihm das Wort zu nehmen; denn er enthält nicht bloß Angriffe gegen meine wissenschaftliche Tätigkeit, sondern auch eine Verdächtigung der Pflichterfüllung meiner Lehrtätigkeit.

Der Grundgedanke des Briefes ist, daß derjenige, welcher amtlich berufen ist, die Geographie als Lebensaufgabe zu betreiben, nicht noch so nebenbei vollwertige geologische Arbeit leisten könne, er müßte denn die Geographie ganz vernachlässigen.

Mit Verwunderung habe ich diesen Satz gelesen, der eine chinesische Mauer zwischen zwei Wissenschaften errichten möchte, die dicht nebeneinander stehen. Blühen können die Wissenschaften nur, wenn sie sich nicht voneinander isolieren, sondern in steter Berührung miteinander

bleiben. Um diese Berührung zu vermitteln, muß es Männer geben, die in mehreren Wissenschaften daheim sind. Solche, die in zweien Heimatrecht erworben haben, sind unbedingt nötig, um die Grenzgebiete zwischen beiden zu bearbeiten, die brach liegen würden, wollten sich die Gelehrten immer nur auf eine Wissenschaft beschränken. Ein entsetzlicher Zunftgeist würde erwachsen, wenn gar den Professoren eines Faches untersagt würde, sich auch auf dem ihnen vertrauten Gebiete eines Nachbarfaches zu betätigen. Das aber ist, kurz gesagt, der Sinn des Briefes der Herren Branca und Kayser.

Ich diene ihnen als Beispiel für die Schädigung, welche einer Wissenschaft erwächst, wenn ihr angestellter Vertreter sich mit einer anderen Wissenschaft abgibt außer derjenigen, für die er Professor ist. Aber ihre Beweisführung gipfelt nicht etwa im Nachweise der Nachteile, die der Geographie dadurch erwachsen sind, daß ich mich mein Leben lang auch mit geologischen Fragen beschäftigt habe, sondern was sie zu zeigen suchen, ist vielmehr, daß meine Arbeiten auf geologischem Gebiete der Geologie Schaden gebracht hätten.

Die Ergebnisse meines Hauptlebenswerkes auf dem Gebiet der Eiszeitforschung, die Lehre von der Glazialerosion und der Mehrheit der Eiszeiten seien jetzt erschüttert worden. Dieses Urteil vermögen die Herren Branca und Kayser allerdings nicht auf Grund eigener Untersuchungen auszusprechen, sondern sie berufen sich auf die bereits veröffentlichten Ergebnisse dreier namhafter Geologen. Indem sie darüber referieren, bringen sie dem Fachmann nichts Neues.

Kein geringerer als Albert Heim habe es für nötig gehalten, meinen Anschauungen bezüglich der Übertiefung der Täler entgegenzutreten. Das ist für keinen Geologen etwas Neues. Albert Heim war von jeher Gegner der Glazialerosion und gibt lediglich einer von ihm oft ausgesprochenen Überzeugung erneut Ausdruck, wenn er in seiner „Geologie der Schweiz" die starke Erosionswirkung des Eises bestreitet. Wir haben unsere Meinungen oft miteinander diskutiert. Ich habe die vielen „Steine des Anstoßes" nicht beseitigen können, an die er sich bei Annahme starker Eiswirkungen in Schweizer Alpentälern stößt; er hat mir nie aufhellen können, warum die Täler, in denen Gletscher gelegen, wesentlich anders aussehen, als die unvergletschert gebliebenen. Auf das sorgfältigste haben

wir schon vor Jahren unsere einschlägigen Beobachtungen verglichen. Wir haben uns dabei als Beobachter von gleicher Gewissenhaftigkeit schätzen gelernt und sind über unserem wissenschaftlichen Streite die besten persönlichen Freunde geworden. Wo es sich um rein Geologisches handelt, wie um die Feststellung von Schichtfolgen und die Deutung von Schichtgliedern, stimmen wir überein. Bedauere ich auf der einen Seite, daß sich HEIM auch in seiner „Geologie der Schweiz" gegen die Glazialerosion ablehnend verhält, so freue ich mich doch an seiner vollen Zustimmung in bezug auf die Wiederkehr der Eiszeiten. „Auf die hier und da wieder auftauchende Meinung einzugehen, es habe nur eine Eiszeit gegeben, halte ich für überflüssig, indem jeder objektive Leser aus dem Nachfolgenden zahlreiche Beweise für die Mehrteiligkeit der Eiszeit herauslesen kann", steht in der Einleitung seiner Behandlung des Diluviums der Schweiz, und dann fährt er fort: „Das Werk von PENCK und BRÜCKNER (Über die Alpen im Eiszeitalter) umfaßt eine Menge von Tatsachen und Beobachtungen und schafft daraus ein großes Gesamtbild. Wer seither über das Erratikum irgend eines zu den Alpen gehörigen oder eines anliegenden Gebietes schreibt, hätte PENCK und BRÜCKNER Schritt für Schritt zu zitieren und sich an dieses gewaltige Werk anzuschließen."

HEIM kann also jedenfalls nicht unter denjenigen angeführt werden, die die Ergebnisse meines Hauptlebenswerkes erschüttert haben, und hinsichtlich der Gliederung der Eiszeiten müssen sich die Herren BRANCA und KAYSER auf einen anderen Gewährsmann stützen. Vernichtend für meine Ergebnisse nennen sie das, was WILHELM DEECKE in seinem Exkurs über das badische Glazial, insbesondere über das Bodensee-Diluvium[1]), in allerletzter Zeit in einwandfreier Weise festgestellt habe.

DEECKE ist bekanntlich ebenso ausgesprochener Monoglazialist, wie HEIM entschiedener Gegner der Glazialerosion. Aber während ich mich mit HEIM verbunden sehe durch vollständige Übereinstimmung in der Methode der Gliederung und Parallelisierung der Ablagerungen, und lediglich in bezug auf morphologische Schlußfolgerungen von ihm abweiche, beanstandet DEECKE die von mir (von HEIM und anderen) befolgte Methode der Untersuchung. Er findet, daß sie in erster Linie

---

[1]) Geologie von Baden, II. Teil, 1917, S. 604.

morphologisch und erst in zweiter geologisch sei. Das Hauptmoment meiner Betrachtungsweise sei die Höhenlage der Ablagerungen; sie werde gestützt durch deren Verwitterungsgrad und Verkittung, sowie durch die Auflagerung äolischer Produkte (S. 605). So aber liegen die Dinge nicht. Meine Gliederung der Quartärbildungen erfolgt in der üblichen geologischen Weise. Es werden die einzelnen Ablagerungen herausgeschält, die einem bestimmten Vorgang ihre Entstehung verdanken. Die verschieden alten liegen übereinander, dann ist die höchste die jüngste, oder ineinander geschachtelt, dann ist die höchste die älteste. Die Höhenlage ist also nicht das Hauptmoment meiner Gliederung. Die übereinander gelagerten werden getrennt durch Verwitterungsgebilde, die ineinander geschachtelten durch eine zwischen ihren Entstehungszeiten erfolgte Talbildung. Nur in letzterem Falle spielt die Höhenlage bei Gliederung der Ablagerungen eine Rolle. Nicht ist es ferner der Verwitterungsgrad, welcher zur Trennung der Ablagerungen benutzt wird, sondern das Auftreten von Verwitterungsdecken zwischen ihnen. Nicht die Ferrettisierung an sich, über deren Entstehung ich allerdings anderer Meinung als DEECKE bin, ist ein Kennzeichen hohen Alters, sondern erst dann, wenn sie älter ist, als die darüber befindlichen Ablagerungen. Ebenso wird nicht der verschiedene Grad der Verkittung von Geröllablagerungen benutzt, um sie voneinander zu trennen, sondern der Umstand, daß vielfach ein Schotter bereits verkittet war, als der andere abgelagert wurde, weswegen Gerölle von ihm in letzterem vorkommen, oder er unter demselben eine abgewaschene Oberfläche zeigt. Erst bei Verfolgung der einzelnen, also unterschiedenen Ablagerungen zeigt sich, daß die älteren im Durchschnitt mehr verwittert und besser verkittet sind als die jüngeren (Alpen im Eiszeitalter, S. 1161) und von Löß bedeckt sind, der auf den jüngeren fehlt. (Ebenda S. 111.) Mit aller Entschiedenheit spreche ich dabei aus: „Es geht nicht an, ohne weiteres verkittete Schotter für alt, lose für jung zu halten." Dieser Satz auf Seite 1161 der „Alpen im Eiszeitalter" dürfte gewiß DEECKES Beifall finden.

DEECKE ist also über die von mir befolgte Methode nicht im klaren; denn er sieht die durch sie erzielten Ergebnisse als einen Bestandteil von ihr an. Seine Unklarheit tritt namentlich dort zu Tage, wo er sich zur Terrassenfrage des Alpenvorlandes äußert. Meine Untersuchungen gipfeln im Nachweise, daß hier viermal nacheinander Auf-

schüttungen von Schottern stattgefunden haben, welche unterbrochen waren durch Talbildung, die heute noch anhält. Das Problem ist also: „Wie können Flüsse in ihrem Lauf an Stellen akkumulieren, an denen sie sonst erodieren?“ — Ich finde die Lösung in einer Verknüpfung jeder der vier unterschiedenen Schotterkörper mit Moränen und betrachte sie daher als fluvioglaziale Aufschüttungen, die zu vier verschiedenen Zeiten erfolgten. Während einer jeden dieser Aufschüttungsperioden erstreckten sich die Gletscher auf das Alpenvorland, in den Zwischenzeiten fehlten sie hier. Auch DEECKE sieht die Schotter für fluvioglazial an; aber er hält sie für einheitlich, indem er nicht beachtet, daß sie vier verschiedene, wohl gegeneinander abgegrenzte Gesteinskörper sind, die nirgends ineinander übergehen. Die zwischen ihnen stellenweise auftretende, von ihm nicht bezweifelte Talbildung erklärt er durch eine morphologische Betrachtung; er stellt die Arbeitshypothese auf, daß durch Einsenkungen unterhalb der Gebiete der Schotterablagerungen die Talbildung belebt worden sei, und daß deswegen die Schotteranhäufung zeitweilig durch Erosion unterbrochen worden sei. Niemand wird eine solche Möglichkeit bestreiten. Ich habe sie selbst in Erwägung gezogen, mußte sie aber ablehnen, weil sich zeigte, daß die Zeiten wechselnder Schotteranhäufungen und Talbildungen auf der Donau-Hochebene sich bei konstanter Lage der Erosionsbasis abgespielt haben. Die Tragweite dieses Nachweises (A. i. E. A., S. 120) ist DEECKE ebenso entgangen, wie die Tatsache, daß die Schotter stellenweise übereinander lagern.

Ihm schweben lediglich die Verhältnisse vor, die im Rheingebiete herrschen. Hier stellt die Mittelrhein-Ebene ein Senkungsfeld dar, dessen Einsinken das Einschneiden des oberhalb fließenden Rheins entschieden beeinflußt hat. Aber DEECKE versucht nicht den Nachweis eines mehrfach wiederholten Einsinkens, wie es durch das Vorhandensein verschiedenartiger Schotter in der Schweiz verlangt werden würde. Vor allem aber stören ihn die quartären Schichtstörungen, die in der Gegend von Basel, Eglisau und im westlichen Bodenseegebiete von BRÜCKNER und mir bereits nachgewiesen worden sind (A. i. E. A., S. 458, 405, 408); sie erschweren die Verfolgung der Schotterterrassen zwischen Rhein-Ebene und Bodensee und machen sie stellenweise fast unmöglich: werden sie doch bei Eglisau so durcheinander geworfen, daß GUTZWILLER ihrer fünf statt vier zu erkennen meinte. Als Leiter der geologischen Kartierung

Badens möchte Deecke bestimmte geologische Abschnitte festlegen, die im Kartenbilde zum Ausdruck kommen sollen. Er will dies von Unsicherheiten freihalten und trennt daher die Quartärbildungen weniger eingehend als in der benachbarten Schweiz. Da er sich auf dem kleinen von ihm gekannten badischen Anteil der alpinen Vergletscherung nicht von dem Wechsel von normalen Zeiten mit solchen fluvioglazialer Akkumulation überzeugen kann, so verwirft er die Lehre von dem Wechsel der Glazial- und Interglazialzeiten. Über die interglazialen Profile der Höttinger Breccie und der schweizerischen Schieferkohlen setzt er sich mit dem Bemerken hinweg, daß sie in einem solch wichtigen prinzipiellen Falle nicht den Ausschlag geben können (S. 628). Mit einer ähnlichen Bemerkung tut er die Liegendmoräne des älteren Deckenschotters beim Höchsten ab (S. 620).

Das sind also die Grundlagen der Herren Branca und Kayser, das, was sie als Ergebnis ausgedehnter Untersuchungen hinstellen. Von eigenen Untersuchungen ist nicht die Rede. Ausdrücklich sagt Deecke, daß er das diluviale Problem neu **durchdacht** habe (S. 631). Was die Herren Briefschreiber als eine für mich vernichtende Feststellung bezeichnen, ist nicht mehr als die Verteidigung des Direktors der Badischen Geologischen Landesanstalt, warum er für eine wichtige geologische Formation die Gliederung nicht annimmt, die sich in der ausgedehnteren Nachbarschaft erprobt hat. Nicht darin, daß das Eiszeit-Phänomen von mir als ein isoliertes Phänomen betrachtet worden ist, sondern darin, daß Deecke die Erscheinungen der badischen Bodenseegegend aus ihrem natürlichen Zusammenhang herausreißt, liegt der Differenzpunkt zwischen Deecke und mir.

Deeckes Mißverstehen meiner Methode der Gliederung der Quartärbildungen ist so offenkundig, daß ich glaubte dazu schweigen zu können. Auf die Gefahr hin, dem Kenner der einschlägigen Literatur nichts Neues zu bringen, mußte ich auf seine Darlegungen eingehen, denn sie liefern den Herren Branca und Kayser die Argumente gegen mich. Ohne nachzuprüfen behaupten sie kurzhin, daß die drei von mir angewendeten Beweismittel zum Erkennen von vier aufeinanderfolgenden Vergletscherungen: nämlich die verschiedene Höhenlage der Schotter, deren verschiedener Verwitterungsgrad und ihre Überlagerung durch Löß, vor dem Richterstuhle des Geologen nicht bestanden hätten. Wenn sie dann fortfahren, daß ich nach Deecke einen

geologischen Faktor, die tektonischen Bewegungen, mehr oder weniger vernachlässigt hätte, so möchte ich nur auf das Inhaltsverzeichnis der Alpen im Eiszeitalter verweisen. Da findet sich auf Seite 1193 eine halbe Spalte von Hinweisen auf Stellen, wo Brückner und ich einen meist erstmaligen Nachweis quartärer Krustenbewegungen führen. Gerade in diesem Nachweis liegt ein Hauptergebnis unserer Untersuchungen; denn er war bisher nur sehr unvollkommen geführt worden.

Den dritten Zeugen gegen mich glauben die Herren Branca und Kayser in August Rothpletz zu finden. Sie knüpfen an dessen Bemerkungen zu Deeckes Exkurs über das badische Glazial am Schluß seiner Arbeit über die Osterseen und den Isarvorlandgletscher[2]) an. Hier hebt Rothpletz Übereinstimmendes zwischen seinen Anschauungen und denen Deeckes hervor. Er erblickt dies namentlich in der Würdigung der tektonischen Bewegungen, welche einen viel größeren Einfluß auf die heutige Morphologie der Gegend ausgeübt hätten, als ich, Brückner und unsere Schüler annehmen. Auch habe er gleich Deecke Beweise für eine besondere Günz- und Mindel-Eiszeit nicht gefunden. Der erste Differenzpunkt beruht darauf, daß Rothpletz die unzweifelhaft vorhandene Dislokation des Münchener Deckenschotters anders auffaßt als ich. Er glaubt (S. 34), südlich München grabenförmige Einsenkungen, ich, ostwestlich streichende Flachsättel und Flachmulden erkennen zu können. (A. i. E. A., S. 185.) Maßgebend für die Verschiedenheit unserer Ergebnisse ist in erster Linie die Deutung der Nagelfluhvorkommnisse unterhalb Wolfratshausen. Sieht man sie wie Rothpletz, ebenso wie v. Ammon[3]) und Aigner[4]) als Deckenschotter an, so wird man nicht umhin können, hier eine tiefe Einsenkung derselben anzunehmen. Deutet man sie hingegen als Niederterrassenschotter, so entfällt diese Nötigung. Ich habe seit dem Erscheinen von Rothpletz' Arbeit die fraglichen Aufschlüsse erneut zwei-

---

[2]) Landeskundliche Forschungen, herausgegeben von der Geographischen Gesellschaft, München, 24, 1917. (Mitteilungen der Geographihschen Gesellschaft München, XII, 2, S. 99, 1917.) Ich zitiere die Seitenzahlen der Sonderausgabe.

[3]) Geologische Übersichtskarte der Gegend von München. Festschrift der Geographischen Gesellschaft, München, 1894, S. 239 (285).

[4]) Das Murnauer Diluvium. Landeskundliche Forschungen der Geographischen Gesellschaft, München, 1910, S. 66. (Mitteilungen der Geographischen Gesellschaft, München, 1913, S. 77.)

mal untersucht, und es ist mir nicht möglich gewesen, die dort auftretende Nagelfluh vom benachbarten typischen Niederterrassenschotter zu trennen. An der Weißen Wand bei Icking gehen beide ineinander über. Damit entfällt die Hauptstütze von Rothpletz' Deutung, nämlich das Auftreten tiefgelegenen Deckenschotters. Was aber die Spuren der Günz-Eiszeit anbelangt, so habe auch ich gleich Rothpletz solche im Isarvorlandgletscher nicht gefunden. Hier besteht also keine Meinungsverschiedenheit; betreffs der Mindel-Eiszeit beruht sie darauf, daß Rothpletz die von mir aufgefundene Beweisstelle an der Schwarzen Wand bei Bolzwang zwar für bestechend, aber nicht beweiskräftig hält. Seine Beschreibung dieser Stelle (S. 33) deckt sich nicht mit der von mir gegebenen (A. i. E. A., S. 64), Rothpletz findet in der Mitte der Wand eine an zentralalpinem Geschiebe reiche Lage, während ich dort verkittete Moräne gefunden habe. Jene Geschiebe allein erscheinen Rothpletz nicht genügend beweiskräftig für Annahme von Glazialwirkungen, während solche mir nach den Moränen zweifellos sind. Ein erneuter Besuch der Wand hat mich vergewissert, daß hier in der Tat Moränen in der Nagelfluh eingelagert sind, während ich die von Rothpletz angegebenen zentralalpinen Geschiebe nicht gefunden habe. Mutmaßlich liegen unseren Beschreibungen nicht dieselben Stellen zugrunde. Wo ich beobachtet habe, liegt eine Verknüpfung des Münchener Deckenschotters mit Moränen vor. Diesen hält Rothpletz gleich mir für älter als die Riß-Moränen. Wir haben also hier den Beweis für eine noch ältere Vergletscherung, die Mindel-Eiszeit. Einen weiteren fand ich beim Happerger Keller auf der westlich gelegenen Höhe (A. i. E. A., S. 182). Rothpletz behandelt dieses Vorkommen nicht[5]).

Ich gehe auf die von Rothpletz aufgeworfenen Differenzen hier ein, um zu zeigen, daß sie in der Deutung bestimmter Ablagerungen wurzeln und nicht methodischer Art sind. Jene Deutung ist oft recht schwierig. Rothpletz

---

[5]) Aigner (Murnauer Diluvium, S. 64) bespricht es, hält aber meine Angabe, daß hier konglomerierte Moräne erschlossen gewesen sei, deswegen für unsicher, weil ich nicht ausdrücklich gekritzte Geschiebe erwähne. Sie sind für mich ein Kriterium von Moränen, und ich habe sie daher nicht jedesmal erwähnt, wenn ich eine Ablagerung als Moräne bezeichnete. Ich habe ebenso beim Happerger Keller wie in der Schwarzen Wand bei Bolzwang gekritzte Geschiebe gefunden.

selbst gibt zu (S. 29), daß es für isolierte Nagelfluhvorkommen oft sehr schwer ist, ihre Zugehörigkeit zum Deckenschotter oder zu einem jüngeren Schotter zu beweisen. Meinungsverschiedenheiten sind deswegen unausbleiblich. Aber sie treten doch gegenüber den Übereinstimmungen weit zurück. ROTHPLETZ gliedert das Diluvium südlich München in den Hauptzügen ganz ebenso wie ich. Er unterscheidet Jung- und Altmoränen nach denselben morphologischen Gesichtspunkten wie ich. Er spricht von Würm- und Riß-Eiszeit sowie von interglazialer Zeit, die er gegenüber DEECKE verteidigt (S. 195). An verschiedenen Stellen spricht er von Erosion durch Gletscher (S. 30 und 132), der er auch Einfluß auf die Seebildung zugesteht. Er wendet meine Methode zum Nachweis von Dislokationen des Deckenschotters an. Diese Übereinstimmungen drängen sich jedem auf, der die Arbeit von ROTHPLETZ Seite für Seite liest. Die Herren BRANCA und KAYSER werden ihrer nicht gewahr. Dies hat zur Folge, daß sie als Zeugen dafür, daß meine Methode in geologischen Fragen versagt und versagen mußte, einen Forscher anführen, der sich derselben Methode bedient hat wie ich.

—

Die Herren BRANCA und KAYSER behaupten, daß die neuere Geographie von einigen ihrer Vertreter mehr und mehr nach der geologischen Seite hin verschoben sei. Der eine Schieber sei in Amerika: W. M. DAVIS; der andere, größere, in Deutschland: i c h. Ihr Gedankengang ist etwa folgender: Der Geograph solle die Erdoberfläche als etwas Gegebenes auffassen, der Geologe als etwas Gewordenes. Indem DAVIS die genetische oder erklärende Beschreibung der Landformen als eine geographische Methode bezeichnete, habe er Geologisches in die Geographie aufgenommen, und da meine Schüler vielfach an DAVIS anknüpften, habe ich mich desselben Vergehens schuldig gemacht. Da DAVIS[6]) in einer Anzeige von GRÖBERS südlichem Tienschan darüber geklagt hatte, daß ich so viele Seiten meiner geographischen Abhandlungen geologischen Darlegungen zugewendet hätte, sei ersichtlich geworden, daß selbst eine so geologische Richtung in der Geographie, wie sie durch DAVIS verkörpert wird, meine Neigung, die Geographie immer weiter nach der geologischen Seite hin zu verschieben, scharf verurteile.

[6]) Geographical Review, 1916, S. 214.

Ich bin vielleicht der Erste gewesen, welcher in Deutschland den großen heuristischen Wert von DAVIS' Betrachtungsweise erkannt hat, und ich habe meine Schüler alsbald mit ihr vertraut gemacht. Aber keiner von ihnen hat die DAVISsche Lehre vom geographischen Zyklus so restlos und kritiklos angenommen, wie Schüler des Herrn BRANCA[7]). Ich selbst habe dieser Lehre gegenüber eine gewisse Zurückhaltung beobachtet und habe erst kürzlich gezeigt, warum sie nicht befriedigen kann. (Die Gipfelflur der Alpen. Sitzungsberichte der preußischen Akademie der Wissenschaften, Berlin, 1919, S. 256). Der Zyklus setzt viel früher ein als ihn DAVIS packt, nämlich nicht erst nach Vollendung einer Hebung, sondern mit deren Beginn. Zum vollen Verständnis des Formenschatzes einer Gegend ist deswegen nötig, viel mehr auf die geologische Entwicklung und den geologischen Bau einer Gegend einzugehen, als dies DAVIS tut. Es war mir daher sehr wichtig, Näheres über den geologischen Bau des Tienschan an die Öffentlichkeit bringen zu können, in welchem DAVIS durch Anwendung seiner Zykluslehre wichtige Ergebnisse erzielt hat. Gern nahm ich daher GRÖBERS Monographie des südlichen Tienschan in meine „Geographischen Abhandlungen“ (X_1, 1914) auf; sie bietet in ihrem ersten Abschnitt eine geologische, im zweiten eine geographische Beschreibung. Morphologische Darlegungen im Sinne von DAVIS Zykluslehre vermißt man allerdings in der Arbeit, und DAVIS sucht vergeblich nach Blockdiagrammen. Dafür findet der Geologe zahlreiche Profile, und den Geographen erfreut, daß GRÖBER bei seinen geologischen Untersuchungen im großen und ganzen zu einer Bestätigung der Ergebnisse von DAVIS gelangt ist. Seine Arbeit ist geographisch so wichtig, daß sie als Habilitationsschrift für Geographie in Leipzig angenommen wurde, wo der Vertreter der Geographie, JOSEPH PARTSCH, bekanntlich der historischen Richtung angehört. Daß ich durch Veröffentlichung dieser geographischen Habilitationsschrift in meinen „Geographischen Abhandlungen“ die Grenze der Geographie nach der geologischen Seite hin verschoben hätte, wirkt auf mich geradezu erheiternd.

---

[7]) H. RECK, Die morphologische Entwicklung der süddeutschen Schichtstufenlandschaft im Sinne der DAVISschen Zykluslehre. Diese Zeitschrift **64,** 1912, S. *81.*

H. v. STAFF, Zur Morphogenie und Tektonik in den Westschweizer Alpen. Ebenda S. 1.

— Beiträge zur Geomorphogenie und Tektonik Deutsch-Ostafrikas. Archiv für Biontologie 3, 1914.

Gerade in GRÖBERS Arbeit kommt die Grenze zwischen Geologie und Geographie auch äußerlich scharf zum Ausdruck.

Wollten die Herren BRANCA und KAYSER meine Ansichten über die Grenze von Geographie und Geologie bekämpfen, so durften sie sich nicht hinter DAVIS verstecken, sondern mußten sich an meine eigenen Äußerungen halten. Sie zitieren im Schlußsatz ihres Briefes selbst die Rektorsrede über die erdkundlichen Wissenschaften an der Berliner Universität, in welcher ich sie 1918 entwickelt habe. Aber sie gehen auf meine Darlegungen garnicht ein, ebensowenig wie auf die Schäden, zu welchen eine übertriebene Betonung der Geologie in der Geographie geführt habe. — „Wo bleibt denn die Pflege aller Beziehungen der Erde zum Menschen bei einer Geographenschule, die mehr und mehr geologischen Neigungen nachgeht? Notwendig muß, wenn das Hindrängen zur Geologie anhält, die eigentliche Geographie in solchem Maße verkümmern, verschwinden, und an deren Stelle ein Etwas treten, das mehr oberflächliche Geologie als Geographie ist", sagen sie. Wie es mit dem ersten Teil ihrer Behauptung hinsichtlich des Hindrängens der Geographie zur Geologie steht, habe ich bereits dargetan. Es fragt sich nun, ob eine Verkümmerung der eigentlichen Geographie in der Berliner Schule stattgefunden hat. Die Herren Briefschreiber drücken sich um diese Frage herum. Da liegt keine offene, unzweideutige Äußerung vor, kein Ja und kein Nein — sie verdächtigen nur.

Die Vorlesungsverzeichnisse der Berliner Universität können hinsichtlich meiner Lehrtätigkeit Aufschluß geben. Die Herren BRANCA und KAYSER, von denen der eine die Berliner Vorlesungsverzeichnisse doch wohl kennen dürfte, haben darin offenbar nicht das geringste gefunden, das für ein Auswachsen der Geographie nach der Geologie oder eine Vernachlässigung wichtiger Seiten der Geographie spricht; denn sonst hätten sie gewiß das in den Vordergrund gerückt. Habe ich doch des lieben Friedens halber seit Jahren darauf verzichtet, über Gletscher und Eiszeit zu lesen. Hinsichtlich meiner Lehrerfolge haben meine Schüler die Antwort gegeben; sie erfreuten mich zu meinem 60. Geburtstage mit einem Festband der Bibliothek geographischer Handbücher. Selbstverständlich stehen darin die morphologischen Beiträge voran; denn es wäre unverständlich, wenn ich nicht in meiner eigenen Arbeitsrichtung Schule gemacht hätte. Aber daneben kommen Klima und Gewässerkunde, Kartographie und geographischer Unterricht zur Geltung, und

obschon ich sowohl in Berlin, wie auch früher in Wien nur verpflichtet bin, physikalische Erdkunde zu lesen, auch Anthropogeographie und Wirtschaftsgeographie. Mit Stolz habe ich empfunden, als mir meine früheren Schüler den Band überreichten, daß ich sie allseitig geographisch angeregt habe. Wenn die Herren Branca und Kayser vielleicht einwenden sollten, daß am Bande namentlich Wiener Schüler beteiligt sind, um dann zu behaupten, daß ich erst in Berlin zur Geologie zurückgeschwenkt sei, so wollen sie zu der weiteren Festschrift greifen, die mir die Berliner Studierenden gewidmet haben. In den Beiträgen zur Geographie Berlins[8]) steht die Anthropogeographie an beherrschender Stelle, da ich sie während der Kriegsjahre besonders, und zwar auch literarisch gepflegt habe. Wie können unter solchen Verhältnissen die Herren Briefschreiber zu behaupten wagen, daß die Pencksche Richtung der Geographie rückwärts zu den amerikanischen Verhältnissen dränge, wo zwischen Geologie- und Geographie-Professuren keine scharfe Scheidung sei? Hat ferner Herr Branca ganz vergessen, daß die Berliner Universität durch mein persönliches Eingreifen ein Extraordinariat für Kolonialgeographie, und einen Extraordinarius für Wirtschaftsgeographie erhalten hat, so daß sich der geographische Lehrbetrieb gerade nach der Seite hin entwickeln konnte, die er im Verein mit Herrn Kayser empfiehlt?

Ich bin als Geologe aufgewachsen, und als ich mich der Geographie zuwandte, sattelte ich nicht um und gab die Geologie nicht auf, sondern pflegte sie zielbewußt weiter, weil es mit dem Grenzgebiet zwischen Geographie und Geologie vielfach im Argen lag, und weil ich der Überzeugung bin, daß die Geographie nur durch Fühlungnahme mit der Geologie den festen Boden erlangt, den sie für gedeihliche Weiterentwicklung braucht. Das gilt nicht nur vom Grenzgebiet der Morphologie, die eng an die Tektonik anknüpft, das gilt insbesondere von der Anthropogeographie. So lange man als Hauptaufgabe der Geographie ansah, bloß die Bühne zu beschreiben, auf der sich die Weltgeschichte abgespielt hat, konnte es nicht zur Entwicklung einer gesunden Anthropogeographie kommen. Diese muß engeren Beziehungen zwischen Menschen und Erde nachgehen. Solche werden gegeben durch die menschliche Wirtschaft. Letztere knüpft

---

[8]) Mitteilungen des Vereins der Studierenden der Geographie an der Universität Berlin, Heft 2, 1918.

sich in erster Linie an Boden und Klima, wie ich bald nach meiner Berufung nach Berlin in einem Vortrag näher auseinandergesetzt habe[9]). Die kräftigere Pflege der Wirtschaftsgeographie, die ich gleich den Herren BRANCA und KAYSER für wünschenswert erachte, erheischt daher stärkeres Eingehen auf Geologisches und zwar namentlich auf die Bodenkunde von seiten der Geographen.

Eng sind die Beziehungen zwischen Geographie und Geologie bei aller Verschiedenheit der Ziele, die sie sich stecken. Daß durch Pflege dieser Beziehungen Schaden erwüchse, kann nur der Zünftler behaupten, der nicht wünscht, mit dem Nachbarn zusammenzuarbeiten. Diese Beziehungen leiden Schaden, wenn der Vertreter der einen Wissenschaft die andere geringschätzig behandelt. Das tun die Herren BRANCA und KAYSER, wenn sie behaupten, die Geographie sei, wie ihr Name sagt, Erdbeschreibung. Keine Wissenschaft kann sich darauf beschränken, bloße Beschreibung zu sein. Die Zeiten der Naturbeschreibung und der bloßen Erdbeschreibung sind längst vorüber. Das kollegiale Verhältnis zwischen Geologen und Geographen an einer Universität muß nicht getrübt werden, wenn ein Übergreifen auf die Nachbarwissenschaft stattfindet. Aber es wird zerstört, wenn ein Kollege den andern verdächtigt, seine Pflicht nicht völlig erfüllt zu haben. In einer solchen Verdächtigung aber gipfelt der Brief der Herren BRANCA und KAYSER.

Im Anhang zu ihrem Briefe bezeichnen die Herren BRANCA und KAYSER das als mißverständlich, was ich S. 39 meiner Rektoratsrede über die erdkundlichen Wissenschaften an der Universität Berlin bezüglich der heutigen Verhältnisse in München gesagt habe. An der angeführten Stelle ist nicht von den „heutigen Verhältnissen in München“ die Rede, es wird lediglich berichtet, daß ROTHPLETZ eine Stiftung mit dem Zweck errichtet hat, daß aus dem Ordinariat für Geologie und Paläontologie in München zwei getrennte Ordinariate — eines für Geologie, das andere für Paläontologie — gemacht werden. Mißverständlich sei dies, weil sich ROTHPLETZ in nicht mißzuverstehender Weise derart ausgesprochen habe, daß in München einerseits eine Pro-

[9]) Klima, Boden und Mensch. SCHMOLLERS Jahrbuch für Gesetzgebung. Verwaltung und Volkswirtschaft, XXXI, 2, 1907, S. 139.

fessur für allgemeine Geologie, andererseits eine solche für historische Geologie und Paläontologie auf Grund seiner Stiftung beantragt worden sei.

Da die Herren Briefschreiber deutlich zum Ausdruck bringen, daß sie das Testament von ROTHPLETZ nicht kennen, teile ich es so mit, wie es mir als damaligem Rektor der Berliner Universität am 22. April 1918 vom Amtsgericht München mitgeteilt worden ist. Es ist am 12. Juli 1917 verfaßt worden und lautet wie folgt:

„Wenn mein Nachlaß den Wert von 160 000 Mark überschreitet, soll von dem Überschuß eine Summe von bis zu 140 000 Mark, je nachdem, zu einer Stiftung verwendet werden. Was etwa noch darüber hinaus vorhanden ist, fällt den Erben zu. Der Zweck dieser Stiftung ist, aus dem Ordinariat für Geologie und Paläontologie an der Universität München zwei getrennte Ordinariate (für Geologie eins) zu machen, und zwar so, daß das Ordinariat für Geologie zugleich das Direktorium der geologischen Staatssammlung und das für Paläontologie das Direktorium der paläontologischen Staatssammlung erhält. Das Stiftungsgeld soll der Verwaltung der Universität unterstellt werden. Die Zweiteilung der Ordinariate ist notwendig, weil es in seiner jetzigen Gestalt der Kraft eines Einzelnen mehr zumutet, als er leisten kann. Es ist ungefähr so, als wenn die Zoologie und Botanik einem einzigen Ordinarius übertragen würde. Wenn die Durchführung dieser Zweiteilung von seiten der Universität oder der Staatsregierung abgelehnt werden sollte, dann soll mit den gleichen Bedingungen diese Stiftung der Kgl. Preußischen Universität in Berlin angeboten werden, wo die gleichen Mißstände wie in München bestehen und ihre Beseitigung bereits, wenn auch wegen der Kriegsverhältnisse zunächst vergeblich, in Erwägung gezogen wurde.“

Nach diesem Wortlaut ist es ganz ausgeschlossen, daß meine von den Herren BRANCA und KAYSER beanstandeten Äußerungen mißverständlich seien. Wenn ROTHPLETZ die Münchener Professur in der Weise geteilt wissen wollte, wie es Herr BRANCA des öfteren gewünscht hat, so hätte er gewiß von einer zu errichtenden Professur „für allgemeine Geologie“ und einer anderen „für Paläontologie und historische Geologie“ gesprochen, zumal er den Wunsch der Berliner Fakultät nach einer Trennung der hiesigen Professur erwähnt, welcher dahin ging, daß eine Professur

für Geologie und eine zweite für Paläontologie errichtet werden möchte. Mit diesem einstimmig angenommenen Antrage hat die Berliner philosophische Fakultät einem Wunsche wieder Ausdruck verliehen, den sie schon am 16. Februar 1839 ausgesprochen hat und dessen Erfüllung verhindert hätte, daß sich an der Berliner Universität das entwickelte, was ROTHPLETZ Mißstände nennt und daß ganze Generationen von Studierenden unter einer einseitigen Behandlung der Geologie litten. Fühlte sich doch schon 1867 die Berliner philosophische Fakultät veranlaßt, das Gesuch des damaligen Privatdozenten J. ROTH um Verleihung einer außerordentlichen Professur unter dem Hinweis darauf zu befürworten, daß ROTH ihr geeignet erscheint, den geographischen Studien eine geeignete naturwissenschaftliche Grundlage zu geben. Seit dem Tode von ROTH — 1892 — ist die Möglichkeit dazu seitens der Geologie nicht mehr geboten. So führt die Bezugnahme der Herren BRANCA und KAYSER auf das Testament von ROTHPLETZ zum Hinweis auf die schweren Schäden, welche aus einer einseitigen paläontologischen Pflege der Geologie auch der Geographie erwachsen sind. Doch soll dieses Thema hier nicht erörtert werden.

Die Herren BRANCA und KAYSER sind von der Richtigkeit des von ihnen Vorgebrachten so überzeugt, daß sie dessen Beachtung bei Besetzung geographischer Lehrstühle von allen maßgebenden Personen verlangen. Die beiden emeritierten Professoren der Geologie, die so bestimmt verlangen, daß kein Professor der Geographie geologisch arbeite, sprengen am Schluß ihres Briefes selbst die chinesische Mauer, die sie um Geographie und Geologie gezogen sehen möchten.

Wer die Wissenschaften in gegenseitiger Berührung entwickelt sehen möchte, darf ein solches Verlangen nicht ohne weiteres zur Seite legen, sondern wird es auf seine Berechtigung hin prüfen. Das ist hier geschehen. Es hat sich gezeigt, daß die Herren Briefschreiber auf dem Gebiete ihrer eigenen Wissenschaft nicht mit ihrem eigenen Urteil kommen, sondern ohne sachliche Prüfung die Urteile anderer nachsprechen, daß sie ferner keine Ahnung von den Bewegungen auf geographischem Gebiete besitzen, selbst nicht einmal Kenntnis von den Vorgängen haben, die an der Universität des früheren Wirkens eines von beiden gespielt haben. Leere Behauptungen können dem Verlangen der Herren BRANCA

und KAYSER nicht sachliche Begründung, bloße Verdächtigungen nicht fachliche Berechtigung geben. Durch nichts unterscheidet sich der Inhalt ihres Briefes von einer unbefugten Einmischung in fremde Berufungsangelegenheiten; er muß ganz entschieden zurückgewiesen werden.

---

2. J. T. Sterzel †.

Von Herrn W. GOTHAN in Berlin.

Am 15. Mai 1914, kurz vor Ausbruch des Weltkriegs, starb in Chemnitz Prof. J. T. STERZEL, über die Grenzen unseres Vaterlandes bekannt durch seine vielfältige Tätigkeit auf palaeobotanischem Gebiet. Er wurde am 4. April 1841 in Dresden in Perry-County (Miss., U. St. A.) geboren und war ursprünglich Volksschullehrer, zuerst am Waldenburger Seminar, dann bis 1907 in Chemnitz. Die bevorzugte Lage dieses Ortes mit seinen sowohl in Form von Abdrücken als auch besonders in Form von strukturzeigenden Stücken weltbekannten Pflanzenfossilien führte ihn zu einer näheren Beschäftigung mit diesen. Er dehnte bald seine Tätigkeit auf ganz Sachsen aus, wozu er als Mitarbeiter der Sächsischen Geol. Landesuntersuchung ermuntert wurde; die pflanzenpalaeontologischen Mitteilungen über das sächsische Rotliegende an den verschiedensten Stellen sowie über ebensolche im Kulm und Karbon in den einzelnen Erläuterungen zu den betreffenden Sektionen stammen von ihm.

Sein wissenschaftliches Ansehen wuchs, und er richtete sein Augenmerk über sein engeres Vaterland hinaus, und namentlich badisches Karbon und Rotliegendes, ferner das Ilfelder Rotliegende (a. H.) hat ihn längere Zeit beschäftigt. Über eine Anzahl von Lokalfloren liegen größere Monographien von ihm vor, die, sorgfältig und kritisch zusammengestellt, ihm dauernd einen Ehrenplatz unter den deutschen Palaeobotanikern sichern werden.

Es sind eine lange Reihe wertvoller Arbeiten, die ihm die deutsche Palaeobotanik zu danken hat; nur die wichtigsten seien im folgenden erwähnt. Die erste erschien im Jahre 1868, die letzte nach seinem Tode im Jahre 1918, beide Werke Pflanzen seines Heimatsgebiets behandelnd.

Unter den älteren Schriften sind die über *Scolecopteris* bemerkenswert, in denen er die Farnnatur der Maden im „Madenstein“ nachweist und dessen Stellung näher festlegt. Die erste Auflage seiner Arbeit „Palaeontologischer Charakter der oberen Steinkohlenformation und des Rotliegenden im erzgebirgischen Becken“ erschien im Jahre 1881, ferner im Jahre 1901 ein verbesserter umgearbeiteter Abdruck zu den Erläuterungen der sächsischen Spezialkarten. Hier ist auch die Zwickauer Karbonflora mitbearbeitet; eine genauere wissenschaftliche Darstellung dieser, die immer sein Wunsch war, hat er leider nicht mehr vornehmen können. Größere Werke erschienen von ihm über die Flora des Rotliegenden im nordwestlichen Sachsen (1886), die Flora des Rotliegenden im Plauenschen Grund (1893), die Flora des Rotliegenden von Oppenau (Baden, 1895); die Medulloseen (mit Weber) 1896 stützten sich auf Kostbarkeiten der strukturzeigenden Chemnitzer Pflanzen. Im Jahre 1907 erschien seine größere Bearbeitung der Karbon- und Rotliegendfloren in Baden; in dem im Jahre 1918 erschienenen nachgelassenen Werk über die organischen Reste des Kulms und Rotliegenden der Gegend von Chemnitz kehrte er wieder zu seiner ersten Liebe zurück und faßte alles, was er in den langen Jahren seiner Forschertätigkeit darüber zusammengebracht hatte, zusammen. Mit dem verstorbenen Professor Weiss stand er in guten Beziehungen, so daß er dessen nachgelassene Subsigillarien (1893) herausgeben konnte. Außerdem hat er eine große Anzahl von kleineren, z. T. heute noch wichtigen Untersuchungen veröffentlicht, wie über die Altersfrage des Kulms von Berthelsdorf, über „Dicksonites“ Pluckeneti, über Calamitenblüten u. a. Seine besondere Sorge wandte er seinen Chemnitzer Sammlungen zu, deren endgültige und neue Aufstellung in dem König-Albert-Museum er noch erlebte; 1909 wurde er zum Direktor der naturwissenschaftlichen Chemnitzer Sammlungen ernannt. Auch sonst erhielt der verdiente Mann entsprechende äußere Ehrungen, wie 1901 den Professortitel; ein sächsischer (Ritterkreuz II. Kl. des Albrechtsordens) und ein badischer (Ritterkreuz I. Kl. des Zähringer Löwen) Orden schmückten seine Brust. Viel verdankt ihm die Chemnitzer Sammlung und die Chemnitzer naturwissenschaftliche Gesellschaft, deren Ehrenmitglied er seit 1899 war. Trotz äußerer Ehrungen blieb er stets ein einfacher, bescheidener Mann, dem seine wissenschaftlichen Erfolge Lohn genug waren. So lernte ich ihn noch 1908 kennen. Mitglied der Deutschen Geol.

Gesellschaft war STERZEL seit den siebziger Jahren. Er wird nicht vergessen werden! — Ein Verzeichnis von STERZELS Arbeiten können wir hier nicht geben; ein solches befindet sich in der kurzen Biographie STERZELS im 19. Bericht der Chemnitzer naturwissenschaftlichen Gesellschaft, 1916, S. 9—11, von Dr. E. STRAUSS, worauf wir hiermit verweisen.

---

3. Ein Profil durch den unteren Wellenkalk bei Treffurt.

Von B. v. FREYBERG.

Halle a. S., den 15. März 1919.

Bisher sind zwei genaue Profile durch den unteren Wellenkalk des Thüringer Beckens veröffentlicht worden; das eine von R. WAGNER[1]) (Rosental bei Zwätzen), das andere von BORNEMANN[2]) (Kirchtal bei Eisenach). Aus diesen Profilen ging schon hervor, daß die eingehende Gliederung des Wellenkalks sich nicht von einer Gegend auf die andere übertragen läßt, daß die Aufeinanderfolge der Bänke von Ort zu Ort wechselt und gleichmäßig durchgehende Horizonte, wie sie in anderen Formationen oft dicht übereinanderliegen, im unteren Wellenkalk fehlen. Selbst der einzige Horizont, der durch das ganze Thüringer Becken und darüber hinaus verfolgt werden kann, die Zone der Oolithbänke, keilt in seinem Grundtypus an vielen Stellen aus und wird durch andere Ablagerungen ersetzt. Auf diese Tatsachen hatte schon BORNEMANN hingewiesen. Den beiden Profilen sei ein weiteres aus dem westlichen Grenzgebiet Thüringens hinzugefügt, dessen Vergleich mit dem Jenaer und Eisenacher Profil den Wechsel der Schichtenfolge deutlich vor Augen führt. Besonders bemerkenswert ist das häufige Auftreten von Konglomeratbänken des *Spiriferina*-Banktypus und das gänzliche Fehlen konglomeratischen Wellenkalks. Ferner tritt 1,80 m über der Oolithbank β eine weitere oolithische Bank

---

[1]) Abhandl. z. geol. Karte von Preußen und Thüringen, N. F., Heft 37, 1897.

[2]) Jahrb. d. Preuß. geol. Landesanst., 1885.

auf. Der Wellenkalk ist weniger flaserig ausgebildet als in Ostthüringen. — Das Profil ist bei Treffurt am neuen Fahrweg nach der Adolphsburg aufgeschlossen. Außer dem unteren sind auch Teile des oberen Wellenkalks und des Röt der Beobachtung zugänglich.

Hangendes: Untere Terebratelbank.

3,80 m	bröckliger, ziemlich ebenflächiger Kalk, nach oben in dickere Bänke bis 12 cm Mächtigkeit übergehend, nach unten dem Typus des echten Wellenkalks sich nähernd
0,18 „	dünnflaseriger Wellenkalk
3,80 „	Bröckelkalk
0,04 „	oben graues dichtes, unten konglomeratisches Bänkchen. Gerölle in gelber Grundmasse, die *Crinoiden* führt, in der oberen grauen Masse Bohrlöcher mit gelber Ausfüllung
0,18 „	dickwulstiger Wellenkalk
0,41 „	dichte graue Kalkbänke von 5—10 cm Mächtigkeit
0,08 „	kristallinische gelbbraune Bank mit Crinoiden und einzelnen blaugrauen Kalkgeröllen
0,17 „	ebenflächiger Kalk
0,05 „	auskeilendes Bänkchen mit zahlreichen Querschnitten von Gastropoden und Brachiopoden
0,22 „	dichte ebenflächige Kalkbänkchen
0,06 „	löcheriges Fossilbänkchen, erfüllt von Steinkernen, meist Gastropöden, übergehend in dichten Kalk. Die Löcher rühren von ausgelaugten Schalen her
0,10 „	dichte hellgraue Kalkbank
2,90 „	Wellenkalk
0,03 „	Brachiopoden-Crinoidenbänkchen
1,20 „	Wellenkalk
1,80 „	Bröckelkalk, ziemlich ebenflächig, mit eingelagerten auskeilenden Fossilbänkchen
0,11 „	wulstiges Kalkbänkchen, in der Mitte mit querplattiger Absonderung
1,00 „	ziemlich ebenflächiger Bröckelkalk
0,55 „	dünnflaseriger Wellenkalk
0,04 „	Kalkbänkchen, z. T. konglomeratisch
0,03 „	auskeilendes Gastropodenbänkchen
0,88 „	Ziemlich ebenflächiger Kalk
0,12 „	Kalkbank mit wulstiger Unterkante und einzelnen Geröllen, auskeilend

Mächtigkeit	Schicht	
2,55 m	ziemlich ebenflächige Kalkbänkchen, oben mit eingeschalteten grauen gelbgefleckten Linsen, die Steinkerne von Gastropoden *(Ompholaptycha)* enthalten, nach unten übergehend in	
1,72 „	Wellenkalk mit dickeren dichten Kalkbänkchen und besonders in den oberen Lagen zahlreichen Schlangenwülsten, ganz vereinzelt Gerölle	
0,05 „	graue feinkristalline gelb verwitternde Kalkbank	
1,90 „	Wellenkalk, mit Kalkbänkchen wechsellagernd	
0,08 „	oben querplattiges, unten dichtes, vereinzelte Gerölle führendes graues Kalkbänkchen	
0,70 „	Wellenkalk mit dickeren Zwischenbänken und Linsen	
0,10 „	feste Kalkbank mit Kalkspatgängen	
0,15 „	dickwulstige Bänke	
0,87 „	Wellenkalk, dickwulstig, mit eingelagerten gelbbraunen, schaumigen, z. T. konglomeratischen, und dichten knolligen Linsen	
0,20 „	Oolithbank β 2. Gelbe fossilführende kristalline Crinoidenbank, oolithisch	
1,00 „	Kalkbänke, oben dick, durchschnittlich 10 cm mächtig, nach unten immer dünnplattiger	
0,80 „	feinflaseriger Wellenkalk	
0,30 „	Kalkbänke und Linsen, grau und dicht oder gelb und oolithisch, z. T. konglomeratisch. Die Ooide gehören dem Typus an, den KRECH „oolithoid“ nennt	Oolithbank β 1
0,30 „	gelber oolithischer Kalk mit zahlreichen Myophorien, besonders *Myophoria elegans*. Typus der „Oolithoide“	
0,30 „	feste graue Flaserkalkbänke	
2,00 „	oben und unten dünnplattige, in der Mitte dickere, innen graue, außen gelbliche dichte Kalkbänke	
0,05 „	graues Bänkchen, oben Lumachelle, unten dicht	
0,90 „	Wulstkalk mit Schlangenwülsten	
0,03 „	Lumachellenbänkchen	
2,80 „	Wellenkalk mit dickeren Zwischenlagen	
0,15 „	feste gelbe Kalkbank mit blau-grauen Geröllen und Bohrlöchern. Die Grundmasse tritt stellenweise fast ganz zurück.	
0,45 „	gelber Kalk, teils schaumig, teils voll von Oolithoiden, mit vereinzelten blau-grauen Geröllen, in mehrere Bänke spaltend. Oolithbank α	

0,95 m oben dickere, unten geringmächtigere Kalkbänke
3,30 „ ziemlich ebenflächiger, z. T. flaseriger Bröckelkalk, dazwischen dickere Kalkbänkchen
0,10 „ Kalkbank mit flaseriger Struktur
rd. 5,20 „ Wellenkalk, unten festere Kalkbänkchen, 0,41 m über der Unterkante Gastropoden und Dentalienbänkchen von 0,02 m Mächtigkeit
0,65 „ graue feste Kalkbank von flaseriger Struktur
2,75 „ dichte graue Kalkbänke, mit flaserigen Kalken wechsellagernd
2,10 „ Flaserkalke, z. T. fest, z. T. bröcklig
0,09 „ dichte graue auskeilende Kalkbank
1,00 „ Wellenkalk
0,01—0,05 m wulstiges Bänkchen, kristallinisch, grau, mit rostfarbigen Flecken
0,82 m Wellenkalk
0,03 „ Bänkchen mit querplattiger Absonderung
1,02 „ Flaserkalk mit Lumachellenlinsen und Schlangenwülsten, nach unten ebenflächigere Bänkchen
0,16 „ hellgraue Kalkbank, in der oberen Hälfte konglomeratisch. Die flachscheibenförmigen Gerölle liegen regellos in der dichten Grundmasse und sind am angewitterten Stück dunkler als diese. Frisch angeschlagen hat die Grundmasse dieselbe Farbe und die Gerölle sind daher schlecht sichtbar. Längendurchmesser der Gerölle: 0,5—4 cm, Dicke 0,25—1 cm
0,54 „ ziemlich ebenschichtiger Kalk
0,03 „ gelbgeflecktes löcheriges Crinoidenbänkchen
0,22 „ fester Flaserkalk
1,34 „ Knotenkalk mit Schlangenwülsten
1,36 „ Wellenkalk mit eingeschichteten festeren ebenen Kalkbänkchen
0,03 „ auskeilendes Dentalien-Gastropodenbänkchen
1,17 „ Bröckelkalk
0,34 „ gelb-braune kristalline Lumachellenbänke, z. T. konglomeratisch
0,60 „ graue flaserige Kalkbank mit Schlangenwülsten. —

Hier scheint eine Verwerfung zu folgen, so daß diese Kalkbank wenige Meter darunter von neuem erscheint. Dazwischen ist der Abhang verstürzt. Unter der Bank folgen dann:

2,00 m Wellenkalk, undeutlich aufgeschlossen
0,05 „ Lumachelle
1,82 „ ebenflächige feste Kalkbänke und Flaserkalke
0,08 „ gelbe kristalline Bank voll kleiner Myophorien
0,81 „ Wellenkalk
0,07 „ dunkelgraue Kalkbank mit gelben Flecken und vereinzelten erbsgroßen blau-grauen Geröllen, Crinoiden, Brachiopoden, Muscheln u. Gastropoden. —

Nach unten folgt Wellenkalk, doch ist der Übergang zum Röt verstürzt. Die konglomeratische Grenzbank ist in Lesestücken nachzuweisen. Sie besteht aus einem dichten angebohrten unteren Teil, der die flachscheibenförmigen Gerölle des oberen konglomeratischen Teils geliefert hat. Die Gerölle haben bis 4 cm längsten Durchmesser und 1 cm Dicke.

Zeitschrift
der
Deutschen Geologischen Gesellschaft.

B. Monatsberichte.

Nr. 6/7. 1920.

Bericht über die Sitzung vom 2. Juni 1920.

Vorsitzender: Herr POMPECKJ.

Der Gesellschaft wünschen als Mitglieder beizutreten:

Herr cand. geol. LUDWIG RÜGER in Heidelberg, vorgeschlagen von den Herren SALOMON, RATZEL und JOH. BÖHM.

Herr Markscheider OTTO LORENZ in Waldenburg (Schlesien), vorgeschlagen von den Herren ZIMMERMANN I, ULLRICH und BÄRTLING.

Herr Bergwerksdirektor KARL EICKELBERG in Haus Rünthe, Kreis Hamm,

Herr Dipl.-Ing. HANS BARKING in Hamborn a. Rhein,

Herr Bergrevierbeamter Bergrat MAX TRAINER in Wattenscheid,

Herr Markscheider und Landmesser FRITZ SCHULZ in Essen a. d. Ruhr,

Herr Bergwerksdirektor SPINDLER in Essen a. d. Ruhr,

Herr Markscheider und ordentlicher Lehrer an der Bergschule WILH. LÖHR in Bochum,

vorgeschlagen von den Herren KRUSCH, FREMDLING und BÄRTLING.

Naturwissenschaftlicher Verein in Elberfeld, vorgeschlagen von den Herren PAECKELMANN, DIENST und BÄRTLING.

Geologische Gesellschaft zu Essen, vorgeschlagen von den Herren LÖSCHER, POMPECKJ und BÄRTLING.

Herr Streinbruchbesitzer FRITZ TYROFF in Kettwig vor der Brücke, vorgeschlagen von den Herren LÖSCHER, WUNSTORF und BÄRTLING.

Herr Generaldirektor der Hallischen Pfännerschaft A.-G. MAX ZELL in Halle a. S., vorgeschlagen von den Herren KRUSCH, BARSCH und BÄRTLING.

Herr Markscheider FRITZ JANUS in Homberg a. Rh., vorgeschlagen von den Herren FREMDLING, WUNSTORF und BÄRTLING.

Herr Bergrat HEINRICH MEHNER in Schlachtensee (Wannseebahn),

Hessische Oberbergbehörde in Darmstadt,

vorgeschlagen von den Herren KRUSCH, PICARD und BÄRTLING.

Herr konzessionierter Markscheider WILHELM MÜLLER in Ibbenbüren, vorgeschlagen von den Herren BRÜCK, FREMDLING und BÄRTLING.

Herr Geologe der Mines de Pechelbronn Dr. CARL HOFFMANN in Hagenau (Elsaß), vorgeschlagen von den Herren v. STROMER, BROILI und BODEN.

Herr Bergassessor v. OHEIMB in Berlin, vorgeschlagen von den Herren BEYSCHLAG, KRUSCH und SCHNEIDER.

Herr Professor BRAUN in Greifswald, vorgeschlagen von den Herren JAEKEL, v. BÜLOW und PHILIPP.

Herr Dipl.-Ing. F. WEISKE in Freiberg i. Sa., vorgeschlagen von den Herren STUTZER, KOLBECK und SCHREITER.

Herr cand. geol. WILHELM CREDNER in Greifswald, vorgeschlagen von den Herren JAEKEL, v. BÜLOW und DIENST.

Der Vorsitzende erklärt die Vorgeschlagenen unter Zustimmung der Versammlung für aufgenommen.

Der Vorsitzende legt die als Geschenk eingegangene Literatur vor.

Herr **KEILHACK** spricht über

Das Rätsel der Lößbildung.

(Mit 1 Textfigur.)

Seit vielen Jahren und in den verschiedensten Teilen Europas mit den Ablagerungen der Lößformation vertraut, habe ich immer mehr die Erkenntnis gewonnen, daß die Sicherheit, mit welcher unsere Lehrbücher sich zur Frage der Entstehung des Löß und seiner Herkunft äußern, im umgekehrten Verhältnis zu ihrer Begründung steht und zu leicht dahin führen kann, die heute herrschende Lehr-

meinung zum Dogma erstarren zu lassen und weiteren Fortschritten der Erkenntnis hemmend im Wege zu stehen. Zwar ist gerade in den letzten Jahren eine ganze Anzahl von Arbeiten erschienen, die sich mit dem Löß beschäftigen, aber sie behandeln seine genaue Altersstellung und sein Verhältnis zu Eiszeiten und paläolithischen Kulturen, ohne auf seine Herkunft und Entstehung einzugehen. (Wiegers, Sörgel, Hilber, Geyer, Gutzwiller, Menzel.)

Ich habe kürzlich (Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 1919) versucht, durch eine bildliche Darstellung der Nordgrenze des Löß eine der seit A. Pencks Jugendtagen umgehenden Legenden der Lößablagerung, seine von ihm behaupteten gesetzmäßigen Beziehungen zu den Ablagerungen der verschiedenen Eiszeiten, zu zerstören und durch die Erkenntnis der völligen Unabhängigkeit seiner Verbreitung von der der Glazialablagerungen zu ersetzen. Diese Karte hat mich dann zu dem Versuch angeregt, eine Darstellung der Verbreitung des Löß auf der Gesamterde zu versuchen. Ein solcher läßt sich für Europa gut durchführen, aber für Asien und Amerika ergeben sich so viele Schwierigkeiten, daß die Darstellung auf der beigegebenen Weltkarte für diese beiden Erdteile in Zukunft noch erhebliche Verbesserungen erfahren wird. Ich bitte, sie als einen ersten Versuch nachsichtig zu beurteilen.

Als Unterlage dient die in stereographischer Projektion ausgeführte Netzkarte der geplanten geologischen Erdkarte, in welcher die Landzonen in winkeltreuer, aber nur im mittleren Teil der Karte in flächentreuer Projektion wiedergegeben sind. Die Lößgebiete der Erde sind darin mit Punktierung, die beiden großen kontinentalen und das südamerikanische und alpine Vergletscherungsgebiet durch Schraffierung dargestellt. Für die Flächenberechnung diente eine zweite Ausführung der Karte auf mehreren Unterlagen mit flächentreuer Projektion.

Die Schwierigkeiten des Lößproblems, ja man kann wohl sagen des Lößrätsels, liegen in folgenden fünf Umständen:

1. in seiner geographischen Verbreitung,
2. in seiner ganz ungeheuerlichen Masse,
3. in der Beschränktheit seines Vorkommens auf einen winzig kleinen Abschnitt der Erdgeschichte,
4. in der Gleichmäßigkeit und Merkwürdigkeit seiner Zusammensetzung,
5. in der Schwierigkeit, sein Ursprungs- und Ausgangsmaterial festzustellen.

1. Die geographische Verbreitung des Löß.

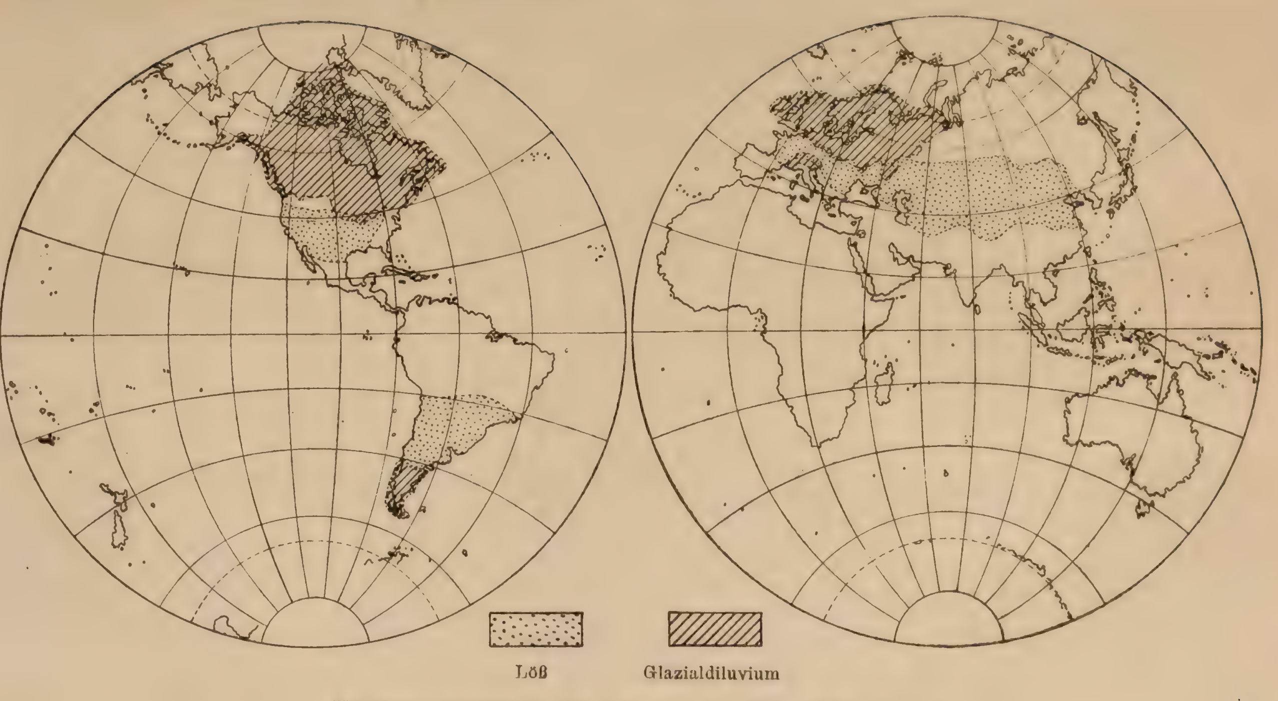
Die Karte zeigt auf den ersten Blick, daß der Löß auf der nördlichen und südlichen Halbkugel der Erde auftritt, daß er die kalte und heiße Zone meidet und im allgemeinen auf die gemäßigten Gürtel der Erde beschränkt ist. In der nördlichen Hälfte der Erde tritt er zirkumpolar auf. In Europa reicht er vom Gestade des Atlantischen Ozeans in Frankreich durch Belgien, die Schweiz, Deutschland, Österreich, Ungarn, die nördlichen Balkanländer und die Südhälfte Rußlands lückenlos bis an die Grenzen Asiens, und in diesem Erdteil verläuft er ebenso gleichmäßig durch Südsibirien, Persien, Afghanistan, Tibet und China bis zur Küste des Stillen Ozeans. Seine Nordgrenze verläuft durch Eurasien, ohne an eine natürliche Linie gebunden zu sein, mitten durch weite Flachländer zwischen dem 52. und 56. Breitengrad und biegt erst in der Mongolei scharf nach Süden zum Gelben Meer um. Ganz anders die Südgrenze! Sie wird durch die jungen Kettengebirge bedingt, durch Alpen, Balkan, Kaukasus und durch die zentralasiatische Fortsetzung dieser tertiären Faltengebirge. So scharf ist diese Grenze, daß südlich von ihr, in Spanien, Italien und in der Türkei, in Griechenland, in Anatolien und Armenien bisher noch nie die geringste Spur von Löß gefunden ist*). Wie läßt sich das durch die herrschende Löß-Hypothese erklären? Haben nicht auch diese Länder ein trockenes Klima besessen? Haben nicht auch in ihnen die Stürme den terrestrischen Staub aufnehmen, forttragen und wieder ablagern können? Warum ist das nicht geschehen?

Die geographische Breite, die der Löß in Asien erreicht, nimmt gegenüber Europa ab; während sich hier die Südgrenze zwischen dem 42. und 46. Breitengrad bewegt, geht sie in Asien unter den 40. Grad und senkt sich nach v. Richthofens Angabe stellenweise unter den 34. Grad herab.

Schwierig ist das Ziehen der Nord- und Südgrenze des Löß in Amerika, da für diese weiten Lößgebiete nur allgemeine Angaben und keinerlei Kartendarstellungen vorliegen. In Nordamerika erfüllt er das ganze Mississippibecken im weiteren Sinne vom Mexikanischen Golf bis hinauf in die Staaten Dakota und Wisconsin. Östlich der Alleghanies soll er bis zur atlantischen Küste fehlen. Da

---

*) Neuerdings hat P. Range ein größeres Lößvorkommen im südlichen Palästina erwähnt.



Verbreitungsgebiete des Löß und des Glazialdiluviums.

aber die geologischen Karten dieser Gebiete mehrfach mit Lehm bedeckte Flußterrassen angeben, so ist es nicht unwahrscheinlich, daß er in verlehmter Form auch in diesen Gebieten sich findet. Ferner ist er in den großen abflußlosen Gebieten zwischen dem Felsengebirge und der Sierra Nevada verbreitet und reicht von hier aus nach Süden bis in das nördliche Mexiko.

In Südamerika verläuft die Nordgrenze der Pampasformation oder des Löß durch Bolivien und das südliche Brasilien etwa unter dem 20. Breitengrad, die Südgrenze 20° südlicher am Nordrande der patagonischen Glaziallandschaft etwa zwischen dem 40. und 42. Breitengrad.

Wir sahen, daß auf der nördlichen Halbkugel der Löß zirkumpolar auftritt; auf der südlichen ist die Kenntnis seines Vorkommens bisher auf Amerika beschränkt. Südafrika reicht vielleicht nicht weit genug nach Süden hinunter, um einen Anteil an dem südlichen Lößgürtel zu besitzen, dagegen müßte im Falle eines erdumspannenden südlichen Lößgürtels in weiten Gebieten Australiens der Löß sich finden. Bisher ist davon nichts bekannt; daran braucht aber nicht sein Fehlen Schuld zu tragen, vielmehr kann er sich hier unter einer anderen Bezeichnung verstecken und noch nicht erkannt sein. Ich darf wohl in dieser Beziehung daran erinnern, daß der so außerordentlich verbreitete und mächtige belgische Löß bis in die 90er Jahre des vorigen Jahrhunderts nicht als Löß erkannt war, sondern als Limon hesbayen für eine Belgien eigentümliche Bildung galt. Ähnlich könnte es auch in Australien bestellt sein.

Der Löß kennt keine Grenzen in seiner senkrechten Verbreitung. Solange man in Deutschland das Lößproblem nur vom engen örtlichen Gesichtspunkt aus anfaßte, konnte man wohl die Behauptung aussprechen, er ginge im Gebirge nicht über 300, höchstens 400 m Meereshöhe empor. Das gilt aber nur für Westeuropa, d. h. Frankreich, Belgien, Deutschland und die Schweiz. Schon eine Betrachtung der Lößverbreitung in Österreich hätte uns belehren können, denn in den Karpathen steigt er hoch im Gebirge bis zu den Pässen, also über 1200 m empor, und je weiter wir uns nach Osten wenden, um so größere Höhen sehen wir ihn erreichen, bis er in Zentralasien mehrere tausend Meter Meereshöhe erlangt. Auch in Amerika geht er hart vom Meeresspiegel an der Golfküste bis zu 2000 m Meereshöhe, da, wo die weiten Steppen der Weststaaten in Colorado und Dakota an das Felsengebirge grenzen.

Aus der Eigenart der Flächen- und Höhenverbreitung des Löß ergibt sich eine Anzahl neuer Rätsel und Fragen: Wodurch ist die Verbreitung des Löß auf zwei große, im allgemeinen der gemäßigten Zone angehörende Gürtel der Erde beschränkt? Warum fehlt er in dem gesamten Zwischengebiet? Was hat ihn verhindert, auch auf der nördlichen Halbkugel über die warme gemäßigte und über Teile der subtropischen Zone sich auszudehnen, da deren klimatische Bedingungen doch in Amerika weder auf der nördlichen, noch auf der südlichen Halbkugel ihn verhindern konnten, von ihr Besitz zu ergreifen? Welche Gründe kann man dafür annehmen, daß der Löß in Osteuropa die Gebirge hoch hinaus bedeckt, während er sie in Westeuropa sorgsam meidet? Darf man überhaupt von einem Einfluß klimatischer Faktoren auf die Lößbildung sprechen, wenn man sieht, wie er, unabhängig von der mittleren Jahrestemperatur, der Meereshöhe und den Niederschlägen, sowohl im subtropischen regenreichen Gürtel Amerikas als auch in den eisigen, trockenen Hochflächen Innerasiens in 4000 m Meereshöhe in geschlossenen Becken auftritt? Soviel Fragen, soviel Rätsel!

2. Die Größe der Lößgebiete und die Masse des Löß.

Wenn ich den Versuch mache, eine Massenberechnung des auf der Erde vorhandenen Löß auszuführen, so brauche ich kaum vorauszuschicken, daß es sich dabei nicht darum handeln kann, einen absoluten Wert zu erlangen, sondern nur um die Gewinnung eines Mindestwertes, der geeignet ist, uns eine Vorstellung von der ungeheuren Masse des gelben Lößgesteins zu geben. Zu einer solchen Zahl kommen wir, wenn wir Werte für die vom Löß eingenommenen Gebiete und für seine mittlere Mächtigkeit zu erlangen vermögen.

a) Die Oberfläche der vom Löß eingenommenen Gebiete.

Durch Pantographieren der auf einer Erdkarte mit flächentreuer Projektion eingetragenen Verbreitungsgebiete des Löß lassen sich für die drei Einzelflächen folgende Werte in km² ermitteln:

Europäisch-asiatisches Gebiet	16 000 000 km²
Nordamerikanisches Gebiet	5 000 000 „
Südamerikanisches Gebiet	5 000 000 „

Das ergibt eine Gesamtfläche von 26 000 000 km².

Zum besseren Verständnis dieser Zahl sei als Vergleichswert die Größe Gesamteuropas mit 9,7 Mill. km² danebengestellt. Nun ist ja nur ein Teil der Flächen, die wir als Lößgebiete geschlossen dargestellt haben, von Löß bedeckt, ein anderer Teil lößfrei. In welchem Zahlenverhältnis beide zueinander stehen, läßt sich nur durch Schätzung ermitteln. Für eine solche aber dürfen wir nicht die uns am besten bekannten Verhältnisse Westeuropas zugrunde legen. Wohl haben wir auch hier recht große Gebiete, in denen der Löß geschlossene Decken von Hunderten von km² Größe bildet; ich nenne von Westen nach Osten das mittlere Belgien, das Niederrheingebiet, die Magdeburger Börde und ihre südliche Fortsetzung in der Thüringer Bucht, das nördliche Sachsen, das mittlere Schlesien und endlich das südpolnisch-galizische Tiefland. Im größeren Teil des westeuropäischen Lößgebiets aber nimmt der Löß nur kleine Bruchteile der Gesamtfläche ein. Alles Landgebiet, was über 400 m hinausragt, ist hier lößfrei, aber auch die tiefer gelegenen Gebiete ermangeln vielfach der Lößdecke. Für dieses westeuropäische Lößgebiet werden wir kaum mehr als ein Viertel der Fläche als wirklich lößbedeckt in Anspruch nehmen dürfen. Ganz anders liegen die Verhältnisse, wenn wir uns weiter nach Osten bewegen. Von der unteren Donau in Bulgarien und Rumänien an sehen wir ein geschlossenes Lößgebiet beginnen, welches sich nördlich vom Schwarzen Meer und vom Kaukasus zur Wolga erstreckt und weiter im Norden sich bis an den Ural ausdehnt. In diesen ungeheuren Flächen scheint nach unserer bisherigen Kenntnis der Löß mehr als drei Viertel der Gesamtfläche zu überkleiden, und da das osteuropäische Lößgebiet erheblich größer ist als das westeuropäische, so bildet es für die Annahme, daß in Europa die Hälfte der im Lößgürtel gelegenen Gebiete auch wirklich von Löß bedeckt ist, einen vollkommenen Ausgleich. Noch günstiger für die Annahme, daß mindestens die Hälfte der Flächen innerhalb der Lößzone eine Lößdecke trägt, liegen die Verhältnisse in Asien. Die sibirische Bahn führt von Samara an der Wolga bis Irkutsk am Baikalsee auf eine Länge von 5000 km, mit einer kurzen Unterbrechung durch die Abhänge des Ural, der auf seiner plateauartigen Höhe aber auch wieder Löß trägt, durch ein geschlossenes Lößgebiet, in welchem nur in den Flußtälern eine Unterbrechung der Decke festzustellen ist. Wenn man diese ungeheure, nahezu geschlossene Lößdecke, die sich von Westen nach Osten so weit erstreckt

wie von der Bretagne bis zum Ural, betrachtet und dann die ungeheuren geschlossenen Lößflächen Chinas und Zentralasiens in Betracht zieht, so wird man kaum bezweifeln dürfen, daß in Asien ebenfalls zum mindesten die Hälfte des Lößgürtels auch Löß trägt.

Ganz ähnlich liegen die Verhältnisse in Nord- und Südamerika. Die gewaltige Ausdehnung der Great Plains im Norden, der Pampas im Süden, die beide geschlossene Lößdecken tragen, und ihr Größenverhältnis zu der Gesamtgröße des Lößgürtels lassen auch für diesen Kontinent einen Quotienten von $1/2$ als Mindestwert der Größe der heute vom Löß eingenommenen Flächen erscheinen.

Danach würden wir also die mit Lößdecken überkleideten Teile der Erde mit mindestens $\frac{26}{2}$ Mill. = 13 Mill. km² in Rechnung zu stellen haben. Wer etwa noch zweifeln möchte, ob diese Zahl nicht doch zu hoch gegriffen ist, den möchte ich darauf aufmerksam machen, daß bei einer Berechnung der Lößflächen der Erde doch auch diejenigen mit in Betracht zu ziehen sind, die nach der Entstehung des Löß ihn wieder durch Abtragung verloren haben. Was an Löß im Bereich stehender und fließender Gewässer zum Absatz gelangte, ging verloren, und die zahllosen Lücken in der heutigen Lößverbreitung sind sicher zum großen Teil auf eine weitgehende Zerstörung des lockeren und leicht beweglichen Gesteins zurückzuführen. Diese verschwundenen Lößmassen dürfen natürlich bei einer Betrachtung des Lößproblems nicht außer acht gelassen werden und bilden einen mehr als ausreichenden Ausgleich für eine etwaige, aber wenig wahrscheinliche Überschätzung der wirklichen Lößflächen.

b) Mittlere Mächtigkeit der Lößdecke.

Wenig anders liegen die Verhältnisse bezüglich der Schätzung der mittleren Mächtigkeit des Löß. Auch hierbei kann es sich nur um Gewinnung eines Mittelwertes handeln, den wir einer Massenberechnung zugrunde legen dürfen. Die Mächtigkeit der Lößdecke ist bekanntlich großen Schwankungen unterworfen, und zwar treten solche Schwankungen schon in kleinen Flächen auf, da er die Unebenheiten der Unterlage ausgleicht, aber selbst eine gleichmäßige Oberfläche besitzt. Neben diesen Schwankungen im kleinen, die dahin führen können, daß auf

einer Fläche von wenigen Hektaren Mächtigkeitsunterschiede von 5 bis 10 m und mehr auftreten, gibt es regionale Mächtigkeitsunterschiede. So besitzt der Löß in Flandern nur eine geringe Mächtigkeit, schwillt in Brabant auf 5 und 10 m an, wächst in der Provinz Lüttich auf 10 bis 15, gelegentlich auch bis auf 20 m, sinkt dann im Rheinland wieder auf unter 10 m, hat in der Börde und in Thüringen meist nur 1 bis 4 m, in Schlesien nur 1 bis 2 m Mächtigkeit. Nur in der Lößinsel des Trebnitzer Katzengebirges schwillt er wieder zu 10 und mehr Metern Mächtigkeit an. So würden wir, wenn wir nur Westeuropa in Betracht ziehen, zu einem verhältnismäßig sehr niedrigen Wert für die mittlere Mächtigkeit des Löß gelangen, zu etwa 3 bis 5 m. Diese Zahl erhöht sich aber beträchtlich, wenn wir Osteuropa betrachten. Schon in Galizien erlangt der Löß bedeutend größere Mächtigkeiten. An der unteren Donau schwillt er zu 30 m Mächtigkeit an. In Beßarabien sind 79 m Löß erbohrt worden. Über seine Mächtigkeit im südlichen und mittleren Rußland sind mir noch keine Zahlen bekannt, doch muß sie auch hier recht bedeutend sein, da nur in den Flußtälern seine Unterlage zutage tritt. Am bedeutendsten ist die Mächtigkeit der Lößbildungen in Asien. Entlang der sibirischen Bahn habe ich nur an ganz wenigen Stellen seine Unterlage gesehen, doch fehlen hier genauere Zahlen. Dagegen wissen wir durch v. Richthofen aus China, daß der Löß hier in ungeheuren Gebieten eine Mächtigkeit von mehreren hundert Metern erlangt. Da auch in dem weiten Mississippibecken Lößmächtigkeiten von 10 m die Regel sein sollen und der Löß der südamerikanischen Pampas kaum dahinter zurückbleiben dürfte, so können wir als mittlere Mächtigkeit für den Löß der ganzen Erde mindestens 10 m in Ansatz bringen. Bergen doch die Lößgebiete Chinas in ihren über 300 m mächtigen Lößdecken so ungeheure Massen, daß man damit allein eine dreißigmal so große Fläche mit einer Lößschicht von 10 m überkleiden könnte. Wir dürfen ferner den schon bei der Flächenermittlung des Löß in Betracht gezogenen Umstand nicht vergessen, daß gewaltige Lößmassen wieder der Erosion und Denudation zum Opfer gefallen und als Flußtrübe in das Meer oder in die Alluvialbildungen der großen Flüsse gewandert sind. Aus allen diesen Gründen sind wir zu der Annahme berechtigt, daß eine mittlere Lößmächtigkeit von ursprünglich 10 m einen Mindestwert darstellt.

c) Gesamtmasse des Löß.

Wir haben die Lößflächen der Erde zu 13 Mill. km², seine Mächtigkeit zu mindestens 10 m ermittelt. Daraus berechnet sich die Lößmasse der Erde zu mindestens 130 000 km³. Um von dieser Masse eine Vorstellung zu gewinnen, müssen wir sie in Vergleichswerte umrechnen. Diese Lößmasse ist groß genug, um ganz Deutschland mit einer Lößdecke von 240 m, ganz Europa (9,7 Mill. km²) mit einer solchen von 13,4 m gleichmäßig zu überkleiden. Mit ihr könnte man die gesamten Festlandsmassen der Erde (139 Mill. km²) mit einer Schicht von immer noch fast 1 m Stärke bedecken. Mit dieser Lößmasse endlich könnte man ein Gebirge gleich den Alpen mit einer mittleren Breite von 100 km und einer mittleren Höhe von 1000 m aufbauen, welches dann eine Länge von 1300 km besitzen, also von Basel bis Memel reichen würde.

Von den beiden größten diluvialen Vergletscherungsgebieten bedecken das amerikanische 13,8 Mill. km², das europäische einschl. der Alpen 6,2 Mill. km². Die mittlere Mächtigkeit der Glazialablagerungen dürfte mit 30 m reichlich hoch angenommen sein. Dann würde sich die Gesamtmasse der Glazialablagerungen zu 20 Mill. × 0,03 = 600 000 km³ ergeben. Die Gesamtmasse der Glazialablagerungen ist demnach nur vier- bis fünfmal so groß wie die des Löß, wobei nicht zu vergessen ist, daß wir bei jenen einen Höchstwert, bei diesem aber einen Mindestwert in Ansatz gebracht haben. Wir werden später noch auf diese Zahlen zurückkommen.

3. Die Beschränkung der Lößbildung auf das Diluvium.

In der ganzen Geschichte der Erde kennen wir nur eine Periode der Lößbildung, das Diluvium. So gründlich wir auch die Gesteine in den voraufgegangenen Zeitabschnitten durchmustern, wir finden unter ihnen keines, welches wir als eine dem Löß gleichende oder aus ihm hervorgegangene Bildung anzuerkennen vermöchten. Auch heute entsteht kein Löß mehr, und die gegenteiligen Ansichten, die gelegentlich ausgesprochen worden sind, haben sich immer wieder als unzutreffend erwiesen. Der Löß ist ein fossiles Gestein und ein Leitgestein der älteren Quartärzeit, des Diluviums oder der Eiszeit. Daraus müssen wir schließen, daß ein kausaler Zusammenhang zwischen der Eiszeit und der Lößbildung besteht. Die

heute herrschende Lehrmeinung sucht diese Kausalitätsfrage in dem Sinne zu lösen, daß sie die Eiszeiten als Ursache, die Lößbildung als Wirkung betrachtet. Sie sagt, daß während der Eiszeit große Gebiete der Erdoberfläche als vegetationslose Wüsten dagelegen und den Stürmen Material geboten hätten, welches von ihnen aufgenommen und in andern Gebieten mit steppenartigem Charakter wieder abgesetzt worden sei. Dann aber erheben sich sofort Schwierigkeiten aus der Beschränkung des Löß auf das Diluvium. Man muß doch zugeben, daß es zu allen Zeiten auf der Erde Wüsten und Steppen gegeben hat, daß zu allen Zeiten die Stürme geweht, den Staub vom Boden aufgehoben, emporgewirbelt, fortgetragen und wieder abgelagert haben. Warum in aller Welt kennen wir keinen Löß aus früheren Formationen? Warum sehen wir heute unter unseren Augen keinen entstehen? Diese Art der Kausalitätsauffassung wirft also nur neue Fragen und Schwierigkeiten auf, ohne irgend eine Lösung zu bringen. Man wird also versuchen müssen, das Kausalitätsverhältnis umzukehren und in der Lößbildung die Ursache der Eiszeiten zu erkennen.

Dieser Weg verspricht eher zum Ziele zu führen, weil dann auch eine andere höchst rätselhafte Erscheinung ihre Erklärung fände, der Umstand nämlich, daß die Lößbildung während des Diluviums sich mehrere Male wiederholt hat und daß jede Lößbildung mit einer Eiszeit oder jede Eiszeit mit einer Lößbildung verknüpft war. Kein Umstand spricht zwingender für ein Kausalitätsverhältnis in dem oben angedeuteten Sinne als diese mehrfach wiederholte Verknüpfung beider Erscheinungen. Besteht aber ein kausaler Zusammenhang, so müssen auch die älteren Eiszeiten der Erde mit Ablagerungen verknüpft sein, die sich mit dem quartären Löß vergleichen lassen, und es wäre der Mühe wert, die Gesteine der permischen Eiszeit daraufhin zu untersuchen, ob sich unter ihnen ein fossiler Löß findet.

4. Zusammensetzung des Löß.

Es gibt auf der Erde kein Sedimentgestein, das bei völlig gleichbleibender Zusammensetzung eine derart ungeheure Ausdehnung besitzt wie der Löß. v. Richthofen war der erste, der darauf aufmerksam machte, daß ein Löß vom Rhein, vom Duklapaß in den Karpathen, von China und von Nordamerika sich absolut nicht unterscheiden

lasse. Ich habe die gleiche Tatsache in Flandern, in der Schweiz, in der Börde, an der unteren Donau, in Südrußland, in Sibirien und Texas feststellen können. Immer ist es dasselbe gelbliche, lockere, zerreibliche Gestein, das in seiner mechanischen Zusammensetzung bei der Schlämmanalyse immer wieder das gleiche Bild liefert:

Korngröße			
über 2 mm	Kies	—	%
von 2—1 mm	Grobsand	0—0,5 %	
„ 1—0,5 „			
0,5 —0,2 mm	mittelkörniger Sand	0,5— 3,0 %	
0,2 —0,1 „	Feinsand	1,0— 7,0 %	
0,1 —0,05 „		8 —40 %	
0,05—0,02 „	Staub	50 —65 %	
unter 0,02 „	Ton	16 —36 %	

und damit die so äußerst bezeichnende Kurve für die verschiedenen Korngrößen der Lößbestandteile.

Unter allen Sedimentgesteinen kehrt diese Kurve nur noch einmal wieder in der mechanischen Zusammensetzung der Schluff- oder Mergelsande. Das Bezeichnende in beiden ist das Vorherrschen der Korngröße von $^1/_{10}$ bis $^1/_{50}$ mm Durchmesser, also des feinen Staubsandes, dem gegenüber die tonigen Bestandteile, ganz besonders aber die gröberen sandigen ungemein zurücktreten.

Nicht weniger auffällig als die mechanische ist die mineralogische Zusammensetzung des Löß. Ein wechselnder, zwischen 10 und 25 % schwankender Kalkgehalt und eine 60—70 % betragende Menge von Quarz bilden die Hauptmasse, der sich dann noch 10—20 % tonerdehaltige Silikate beigesellen. Dem entspricht auch die chemische Analyse, die mit ihrem bei deutschen Lößen durchschnittlich 70 % betragenden Kieselsäuregehalt auf einen hohen Quarzgehalt hinweist. Über die Art des Auftretens des kohlensauren Kalks herrscht noch nicht völlige Klarheit. In den der Oberfläche nahen Teilen und bei geringer Mächtigkeit der Lößdecke scheint er ausschließlich als Überrindung der übrigen Lößgemengteile aufzutreten. Ob dies aber seine ursprüngliche und allgemeine Art des Vorkommens ist, muß zweifelhaft erscheinen. Ich möchte vielmehr annehmen, daß auch er ursprünglich in Körnchenform im Löß vorhanden war, daß er aber in den regelmäßig von den Niederschlägen durchwanderten Teilen der Lößmasse der völligen Auflösung verfiel und beim Verdunsten des Lösungsmittels als Sinter auf den Körnchen und in den Wurzelröhren des Löß wieder angereichert wurde, daß er also einen beweglichen, wandernden Bestandteil des Löß bildet. Dann müßte

man ihn in der Tiefe mächtigerer Lößablagerungen, besonders wo sie unter den Grundwasserspiegel hinabreichen und dadurch vor Auslaugung geschützt sind, noch in seiner ursprünglichen Form antreffen, d. h. in Gestalt von winzigen Körnern.

Quarz und Kalk als Hauptgemengteile des Löß — welch ein Rätsel! Das widerstandsfähigste, der Auflösung unzugänglichste Mineral auf der einen, das leichtest zerstörbare, weder chemisch noch mechanisch widerstandsfähige Mineral auf der andern Seite, bilden sie eine außerordentlich widerspruchsvolle Mischung, deren Entstehung um so schwerer zu erklären ist, als sie sich auf eine winzige engumgrenzte Korngröße beschränkt. Wenn der Löß aus ausgeblasenem irdischem Staube besteht, warum treten dann andere, auf der Erde ebenfalls weit verbreitete Minerale und Gesteine so sehr zurück oder fehlen fast völlig? Wie soll man z. B. das nahezu völlige Fehlen des Glimmers im Löß erklären, wie die Abwesenheit der dunklen eisenreichen Mineralien der Amphibol- und Pyroxen-Gruppe, wie das Fehlen der Schiefergesteine, die doch am Aufbau der Oberfläche einen so großen Anteil besitzen? Wir werden im nächsten Abschnitt noch mehr Rätsel zu erörtern haben.

5. Entstehung und Ausgangsmaterial des Löß.

Die herrschende Lehrmeinung behauptet, der Löß sei das Ergebnis einer Ausblasung der an der Oberfläche lagernden Gesteine und im besondern seien die Glazialbildungen und unter ihnen wieder die Grundmoränen, die Geschiebemergel, die Lieferanten der Lößbildung. Sehen wir, was von diesen Behauptungen einer sachlichen Prüfung standhält.

Wenn wir vom jüngeren Löß ausgehen, der den Löwenanteil der Oberflächenverbreitung für sich in Anspruch nimmt, so müssen wir zunächst feststellen, daß die vielfach schwankenden Ansichten über den Zeitabschnitt seiner Entstehung — ob interglazial, glazial oder postglazial — sich gegenwärtig immer mehr dahin befestigen, ihm besonders auf Grund der in ihm eingeschlossenen Wirbeltierfauna und Kulturen ein glaziales Alter zuzuerkennen und seine Entstehung in den Höhepunkt der letzten Eiszeit, nicht aber in deren Rückzugsphasen zu verlegen. Dann aber war zur Zeit seiner Entstehung von den gesamten Vergletscherungsgebieten der Erde nur ein winziger Bruch-

teil, der äußere Gürtel der älteren Glazialbildungen, frei und der Ausblasung zugänglich. In welchem Zustand aber befand sich dieser äußere Moränengürtel? Er war eine lange Interglazialzeit hindurch der Verwitterung ausgesetzt gewesen und muß dieselben Oberflächenbildungen besessen haben wie die unter den jungen Glazialbildungen verschütteten gleichalten glazialen und fluvioglazialen Sedimente, d. h. er muß bis zu vielen Metern Mächtigkeit entkalkt und verlehmt gewesen sein. Das ist ein unabweislicher Schluß. Es hätte also durch Abblasung erst die ganze, viele Meter mächtige Verwitterungsdecke entfernt werden müssen, ehe dem Winde ein k a l k h a l t i g e s Gebilde zur Verfügung stand. Nun könnte man vielleicht sagen, daß in diesem ersten Abschnitt der Ausblasung kalkfreier Schichten als Ablagerungsprodukt die kalkfreien Lößlehme oder Leimen entstanden seien, auf die der Wind dann nach Erreichung des kalkhaltigen Glazials den normalen kalkfreien Löß abgelagert habe. Dem widerspricht aber das Mengenverhältnis beider, denn die Lößleime treten gegenüber den kalkhaltigen Lößen an Menge außerordentlich zurück, während das Verhältnis gerade umgekehrt sein müßte, oder man käme zu so ungeheuerlichen Mächtigkeiten der durch Winddenudation entfernten und umgelagerten Schichten, daß wohl auch die kühnste Phantasie sich dagegen auflehnen müßte.

Noch auf einem völlig andern Wege kommen wir zu einer Ablehnung der Möglichkeit, den Löß aus den Moränen der älteren Eiszeiten abzuleiten. Wenn man sich nämlich den Vorgang klar macht, der sich bei der Ausblasung der Bodenbestandteile, bei der Auslese der Körner von $^1/_{10}$ bis $^1/_{50}$ mm Durchmesser abgespielt hat, so kann man ihn nur so sich vorstellen: Der Wind hebt seiner Transportfähigkeit ihrer Größenordnung nach entsprechende Bodenteilchen auf und trägt sie fort; alles, was gröber ist, läßt er liegen. Dadurch erfolgt eine Anreicherung der gröberen Bestandteile an der Oberfläche, die schließlich eine schützende Decke über dem Untergrund bilden und diesen den Angriffen des Windes entziehen. Erst wenn von neuem frischer, noch nicht ausgeblasener Boden an die Oberfläche gebracht wird, findet der Wind wieder Material zum Ausblasen vor. Solche Beförderung von Bodenteilen von unten nach oben findet aber fast ausschließlich auf biologischem Wege durch die Tätigkeit von erdbewohnenden niederen Tieren statt, und das Wenden des Bodens

auf diesem Wege geht kaum tiefer als 1 m. Der Wind kann also normal auf ebenen Flächen nicht mehr Staub ausblasen, als in einer Schicht von 1 m Mächtigkeit enthalten ist. In unsern Grundmoränen beträgt die Menge der Teile, die eine zur Lößbildung brauchbare Korngröße besitzen, etwa 30—40 %, d. h. eine bestimmte Grundmoränenfläche könnte das Material für eine ebenso große Lößdecke von 40—50 cm Stärke liefern. Die im Gebiete der alten Moränen ungeheuer überwiegenden Sand- und Kiesbildungen aber scheiden vollständig aus. Nun aber sind die Lößflächen allein in Europa viele Male größer als die freiliegenden Flächen der alten Moränen und die Lößmächtigkeit wieder ein Zehnfaches jener oben gewonnenen Zahl von 30—40 cm, so daß die alten Moränen nicht 1 % der europäischen Lößmassen geliefert haben können. Und woher sollen dann erst die so unvergleichlich viel größeren Lößmassen Asiens gekommen sein?

In Nordamerika liegen die Verhältnisse ein wenig, aber nicht viel günstiger als in Eurasien. Die Ablagerungen des diluvialen Inlandeises müssen wir also ausscheiden, wenn wir nach dem Ausgangsmaterial des Löß suchen. Was bleibt dann übrig? Granite und andere Eruptivgesteine, die kristallinen Schiefer, die paläozoischen Tonschiefer und Grauwacken, die mittelkörnigen und grobkörnigen Sandsteine, sie alle sind gänzlich ungeeignet als Ausgangsmaterial der Lößbildung. So bleiben nur feinkörnige Sandsteine und Kalksteine übrig, die uns den Löß geliefert haben müßten. Wo aber haben wir Sandsteine, die aus einem so feinen Quarzmehl bestehen, wie es uns im Löß entgegentritt, und wo haben wir einen Vorgang, der bei der Verwitterung von Kalksteingebirgen feines Kalkmehl erzeugt? Ich finde für beide Fragen keine Antwort und sehe hier das größte und schwierigste Problem der Lößfrage.

Und nun noch eins: Kalk und Quarz, die beiden Hauptbestandteile des Löß, müssen an ganz verschiedenen Stellen der Erde vom Winde aufgenommen sein, denn wir kennen kein Gestein, in dem sie in der Mengung und Korngröße des Löß zusammen vorkommen, nachdem wir die Glazialbildungen haben ausschalten müssen. Wo aber und auf welche Weise ist dann die erstaunlich gleichmäßige, über die ganze Erde hin keinerlei Abweichungen zeigende Mischung dieser beiden so verschiedenen Bestandteile erfolgt, wie sie uns im Löß heute vorliegt? Können wir

diese Gleichmäßigkeit der Zusammensetzung in Europa und Asien, in Nord- und Südamerika anders erklären, als daß alle Lößmassen dieser vier gewaltigen Gebiete ihr Material aus dem gleichen großen Mischgefäß bezogen haben? Muß dann nicht die Mischung in sehr bedeutender Höhe erfolgt sein? Dem widerspricht aber die Größe der Lößstaubkörner, die viel zu groß sind, um ein nicht Tage, sondern Jahre und Jahrhunderte dauerndes Schweben in hohen atmosphärischen Schichten zu erlauben. So viele Fragen, so viele gänzlich ungelöste Rätsel!

Von der Erkenntnis oder Wahrscheinlichkeit ausgehend, daß der gesamte irdische Löß ein gleichmäßiges Gemenge ist und ein gemeinsames Reservoir, aus dem die Ablagerung erfolgte, voraussetzt, ist es nur noch ein Schritt bis zum Aufwerfen der Frage, ob denn eine extratellurische, eine kosmische Herkunft des Löß gänzlich ausgeschlossen ist? — Hier haben zunächst wohl die Astronomen das Wort. Ich möchte aber nicht unterlassen, darauf hinzuweisen, daß durch solche, heute noch etwas kühn erscheinende Annahme manche der von mir oben aufgeworfenen Rätselfragen eine befriedigende Antwort finden, so die Gleichmäßigkeit der Zusammensetzung, die Unmöglichkeit der Ableitung von irdischen Gesteinen, die Beschränktheit auf das Diluvium, die zonare Verbreitung über die ganze Erde (man denke an die Saturnringe) und die Kausalitätsbeziehung zur Eiszeit.

Zu dem Vortrage sprechen die Herren KOEHNE, LEPPLA, WEISSERMEL, HARBORT, SOLGER, ZIMMERMANN I, WERTH, WIEGERS, PHILIPP, POMPECKJ und der Vortragende.

Herr **WEISSERMEL** führte aus:

Gewiß bieten Wesen und Entstehung des Lösses noch mancherlei Probleme, die keineswegs restlos gelöst sind, einen erheblichen Teil der von Herrn KEILHACK angeführten Schwierigkeiten vermag ich aber nicht zu sehen, glaube vielmehr, daß dieselben durch die äolische Lößtheorie eine vollkommene Erklärung finden, wie diese Theorie, nach der der Löß im Zusammenhang mit den klimatischen Verhältnissen der Vereisungen durch Wind entstanden ist, ausgeweht teils aus den Glazialablagerungen, teils (für Osteuropa und Asien) aus anderen Gesteinen, alle Verhältnisse besser erklärt, als alle anderen älteren und neueren Theorieen. Sie erklärt die Beschränkung des Lösses

auf die Diluvialzeit, seine zirkumpolare Lage, besonders an den Rändern der Glazialgebiete, sie erklärt für Europa seine Beschränkung auf die Nordseite der großen Kettengebirge, die eine natürliche Schranke für die Transportprodukte der Eisföhne bildeten, sie erklärt ferner, wie sogleich näher ausgeführt werden soll, die Zusammensetzung des Lösses in genügender Weise.

Herr KEILHACK sieht eine Schwierigkeit für jede terrestre Ableitung des Lößmaterials in dessen großer Gleichartigkeit über die ganze Erde. Ob eine solche tatsächlich besteht, ist aber noch gar nicht festgestellt, da über die petrographische Zusammensetzung des Lösses meines Wissens Untersuchungen nur aus beschränkten Gebieten vorliegen. Die gröberen, mit dem bloßen Auge und der Lupe erkennbaren Bestandteile spiegeln nach meinen langjährigen Beobachtungen im mitteldeutschen Lößgebiet, die durch eine Bereisung des gesamten rheinischen Lößgebietes ergänzt worden sind, lokale Einflüsse aufs deutlichste wider.

Herr KEILHACK weist darauf hin, daß die Grundmoräne durch Auswehung größere Lößmassen nicht liefern könne, da sie zu tonig sei, ferner aber müsse bei Auswehung des Feinmaterials der Oberschicht in dieser sich das gröbere anreichern und eine Schutzschicht für die tieferen Teile bilden und so die Auswehung bald zum Stillstand kommen. Für die normale lehmige Grundmoräne kann diese Erwägung als zutreffend anerkannt werden, ich möchte aber darauf hinweisen, daß heute der größte Teil der norddeutschen Grundmoränenflächen eine lehmig-sandige Oberkrume hat, und ich möchte zur Erwägung geben, ob dieser Zustand der im allgemeinen für sekundär durch Ausschlämmung entstanden angesehen wird, nicht größtenteils ein primärer ist, veranlaßt durch schleierartige Überdeckung der Grundmoräne durch mehr sandiges Innenmoränenmaterial. Die Beobachtung, daß vielfach die lehmig-sandige Deckschicht nicht nur auf dem echten Geschiebemergel liegt, sondern auch über dessen sandige Vertreter hinweggeht[1]), veranlaßt mich zu diesem Gedanken. Das Hauptmuttergestein des Lösses dürfte aber gar nicht im Geschiebemergel, sondern vielmehr in den großen diluvialen Sandflächen zu suchen sein. Diese sind, wie die weit ver-

---

[1]) Vgl. Erläuterungen zu Blatt Karstädt d. geol. Karte v. Preußen, sowie Bericht über die Aufnahme auf den Blättern Grabow, Balow und Karstädt, Jahrbuch d. Geol. Landesanst., 1900, S. LXII.

breiteten, bis über 20 m hohen Inlandsdünen beweisen, am Schluß der letzten Vereisung in intensivster Weise vom Winde bearbeitet und bis auf erhebliche Tiefen um- und aufgearbeitet worden. Hier hat ein Totlaufen der Auswehung also nicht so bald stattgefunden, und es sind sehr bedeutende Mengen von Sand der Aufarbeitung und Auswehung zugänglich gewesen. In geringerem Maße dürften Geschiebemergel und Kiesflächen an ihrer Oberfläche Lößstaub geliefert haben.

Was die Zusammensetzung des Lösses aus Quarz und reichlichem kohlensauren Kalk bei zurücktretenden anderen Mineralien, und was besonders seinen Kalkreichtum betrifft, so wird diese meines Erachtens durch die äolische Theorie, und zwar durch diese allein, in durchaus befriedigender Weise erklärt. Mit Recht weist Herr KEILHACK darauf hin, daß Kalksteine eine chemische, fast gar keine mechanische Verwitterung besitzen, daß sie also unter natürlichen, nicht vom Menschen beeinflußten Bedingungen keinen Staub liefern, der Kalkgehalt des Lösses von ihnen also nicht abgeleitet werden kann. Daraus folgt aber meines Erachtens, daß dieser aus Gesteinen herstammen muß, in denen Quarz und Kalk sich bereits in inniger mechanischer Mischung befinden, und das findet man in ausgezeichneter Weise in den Glazialablagerungen. Eine gewisse Schwierigkeit liegt nur in dem verhältnismäßig hohen Kalkgehalt des Lösses. Doch ist dieser nur unerheblich höher als der durchschnittliche Kalkgehalt des nordischen Geschiebemergels, und wenn er größer ist als der der Glazialsande, so ist zu bedenken, daß diese als äußerst durchlässige Gebilde einer Auslaugung des Kalkes viel mehr ausgesetzt sind als der tonige Mergel und daher einen erheblichen Teil ihres ursprünglichen Kalkgehaltes seit der Glazialzeit bereits eingebüßt haben dürften. Denken wir uns den Löß aus ganz frischen, unverwitterten Glazialablagerungen ausgeweht, so hört sein erheblicher Kalkgehalt auf, uns zu überraschen. Unmöglich ist aber, wie Herr KEILHACK mit Recht betont, die Bildung kalkreichen Staubes beim Beginn einer Vereisung, die das Vorland tief verwittert und entkalkt vorfand. Es bestätigt dies die wenigstens für Mitteldeutschland auch aus anderen Erscheinungen sich ergebende Schlußfolgerung, daß der Löß während des Rückzuges des Eises gebildet worden ist.

Als schwerwiegendes Moment gegen die äolische Theorie wird die Form angeführt, in der der Kalk im Löß auf-

tritt, nämlich nicht in Körnern, sondern als dünner Überzug der Quarzkörner. Wie schon von anderer Seite früher hervorgehoben[2]), ist dies als eine sekundäre Erscheinung zu betrachten. Infolge seiner porösen, schwammartigen Beschaffenheit nimmt der Löß alle Niederschläge begierig auf, hält sie aber auch schwammartig fest. Er ist daher zum mindesten an seiner Unterkante feucht, auch nach langer Dürre und über den durchlässigsten Sanden. Darauf beruht ja gerade seine Fruchtbarkeit und seine dem kartierenden Geologen so angenehme leichte Bohrbarkeit. Dieses schwammartig festgehaltene Niederschlagswasser steigt dann in trockenen Zeiten kapillar wieder in die Höhe, um allmählich zu verdunsten. So wird der Löß alljährlich und ständig nicht nur von oben nach unten, sondern, im Gegensatz zu vielen anderen Gesteinen, auch von unten nach oben vom Wasser durchzogen. Dabei mußte der zunächst in feinen Splittern und Körnchen vorhandene Kalk aufgelöst werden. Da das Wasser aber im Löß kapillar festgehalten wird, verläßt er diesen nicht, sondern wechselt in ihm, aufsteigend und absteigend, nur den Ort und fällt beim Austrocknen wieder aus, natürlich als Überzug auf der Oberfläche der Quarzkörner. So muß ein Kalkkorn im Löß sozusagen schon Glück haben, um nicht einmal aufgelöst und dann erst wieder ausgeschieden zu werden.

So erklärt die Annahme einer äolisch-glazialen Entstehung meines Erachtens alle Verhältnisse des Lösses, wenigstens soweit er in der Umgebung der großen Glazialgebiete liegt, am besten. Gewiß bleibt im einzelnen noch vieles zu erklären — ich erinnere nur an die auffallend scharfe Lößgrenze in Norddeutschland —, und es bleibt noch ein weiter Spielraum für künftige Forschungen. Wenn wir aber die Quelle des Lösses ins Kosmische verlegen wollen, so verschieben wir damit nur die Schwierigkeiten, wir gehen damit zwar manchen Schwierigkeiten aus dem Wege, tauschen aber andere, größere dafür ein.

Herr **E. ZIMMERMANN I** hält gegenüber den Herren KEILHACK und LEPPLA den Kalkgehalt des Lösses nicht für einen wesentlichen Bestandteil und verweist auf einen von ihm selbst nahe dem Wasserwerk Goldberg bei

---

[2]) Vgl. WAHNSCHAFFE, Oberflächengestaltung des norddeutschen Flachlandes, II. Aufl., S. 236.

Neuländel an der Katzbach in Schlesien beobachteten Löß, der in bezug auf hellerbsgelbe Farbe, feinstporige, staubigmürbe, abfärbende Beschaffenheit, senkrechte Absonderung, fehlende oder nur undeutliche Schichtung, Lage am Abhange durchaus einem echten Löß entspricht und gewiß allgemein für einen solchen auf den ersten Blick angesehen werden wird, der aber kalkfrei ist; wobei indessen die überaus helle Farbe und die staubige, unplastische Beschaffenheit durchaus die Auffassung und Bezeichnung als — durch Verwitterung kalkfrei gewordenen — Lößlehm verbietet.

Wenn Keilhack (mit anderen Forschern) den Kalk im Löß ursprünglich in Form von Kalkstaub beigemischt annimmt, der erst nachträglich durch die — je nach der trocknen oder nassen Beschaffenheit der Lößoberfläche — fortdauernd kapillar auf- und absteigende Bodenfeuchtigkeit gelöst und in Form der bekannten zarten Hüllen um die einzelnen Quarzstäubchen wieder ausgeschieden sei, so möchte ich einerseits darauf hinweisen, daß — mir wenigstens — abgesehen etwa von frischem, bei trocknem Frost zerfrierenden und staubig zerfallendem Geschiebemergel kein weitverbreiteter natürlicher Vorgang bekannt ist, bei dem Kalkstaub entsteht und zum äolischen Transport bereitgestellt wird, ich also auch an die ursprüngliche staubförmige Kalkbeimischung in den kalkigen Lössen nicht glauben kann. Andererseits möchte ich die Vermutung zur Erörterung stellen, daß der Kalkgehalt vielleicht erst durch die den Löß durchziehende Feuchtigkeit von unten her, aus anderen Gesteinen (die selbst nur etwas kalkhaltig, nicht kalkreich gewesen zu sein brauchen), zugeführt ist, wenn diese Feuchtigkeit oben, bei dem Steppenklima, das zur Lößzeit herrschte, verdunstete. Die nur mittelleichte Löslichkeit des Kalkes und die primär poröse Beschaffenheit des quarzigen Lößstaubes hatten dabei wohl einen wesentlichen Einfluß. Sie bewirkten nämlich, daß in trocknen Zeiten der aufsteigende Kalk nicht bloß oben, sondern schon in tiefen oder mittleren Teilen der Lößablagerung ausgeschieden werden konnte, andererseits — bei absteigender Feuchtigkeit, in Regenzeiten, auch wieder abwärts wandern konnte. Die oberflächlichen dicken Kalkkrusten in den afrikanischen Kalkpfannen, die auch von aufsteigenden Kalklösungen gebildet sein sollen, sind dagegen vermutlich durch die weniger fein poröse Beschaffenheit ihres Untergrundes bedingt, der eine frühere Verdunstung der Feuchtigkeit, schon unter der Oberfläche, verhinderte.

Die Eisensteinkrusten über dem Laterit, die ja ebenfalls von — infolge oberflächlicher Verdunstung aufwärts wandernden Lösungen gebildet sind, beruhen in ihrer Anhäufung vermutlich darauf, daß das verhältnismäßig schwer lösliche Eisenerz, wenn es einmal bis an die Oberfläche gelangt ist, von dort auch von reichlichen Niederschlägen nicht wieder abwärts geführt werden kann. Den anderen Gegensatz dürften die leicht löslichen Salze Soda, Salpeter usw. machen, die fortwährend schnell wandern und je nach der trocknen oder feuchten Jahreszeit entweder oben ausblühen oder sich schon in mittleren Höhen ausscheiden (dann vermutlich ähnlich dem Kalk im Löß in Form dünner Hüllen um die Bodenbestandteile) oder in größere Tiefen hinabgeführt werden.

Wenn Herr Leppla Löß mit Kalkgehalt sogar bis 36% über kalkfreiem Untergrund als Beweis gegen meine obige Vermutung anführt, so wäre doch zu untersuchen, ob nicht vielleicht an besonderen Rückständen eine ehemals kalkführende Lage im Untergrund nachweisbar ist, deren Kalkgehalt eben nach oben abgewandert und an ihrer Urstätte dadurch völlig aufgezehrt ist.

Wenn oben die Möglichkeit zugegeben ist, daß frischer kalkreicher Geschiebemergel bei trocknem Frost vielleicht ganz und gar zerfrieren könne, und daß dann seine feinsten Bestandteile an Quarz und Kalkstaub fortgetragen und anderswo als Löß abgelagert werden könnten, so scheinen mir doch seine den ungeheuren Lößmassen entsprechenden Massen gröberer und gröbster Rückstände nirgends nachgewiesen zu sein. Bei der gegenseitigen Lage der Löß- zu den Geschiebemergelgebieten würde man dann übrigens, in Norddeutschland wenigstens, nordöstliche bis östliche Winde vorauszusetzen haben. Die gesetzmäßige Ungleichseitigkeit der Lößverbreitung an den Talabhängen, auf die ich vor Jahren hingewiesen habe, würde aber eher für gerade entgegengesetzte Winde sprechen. Und da man für einen Lößwind Trockenheit voraussetzen darf, so könnte man schon auf den Gedanken kommen, daß dieser Lößwind, an die ihm entgegenstehende Stirnfläche des Inlandeises anstoßend, dieses mehr zum trocknen Verdunsten, als zum Schmelzen gebracht und so aus Deutschland fortgeblasen habe.

Jedenfalls — mögen den Löß auch noch manche Rätsel umwittern, für mich ist seine äolische Entstehung noch nicht erschüttert, seine kosmische Herkunft unannehmbar.

Was die Frage „fossiler Lösse" betrifft, d. h. solcher, die älter als diluvial sind, so hat, wenn man in der Herbeiführung des Materials durch Wind das wesentliche Merkmal des Lösses sieht, bekanntlich OCHSENIUS dem Grauen Salzton, der das unmittelbare Hangende des deutschen permischen Kalisalzlagers bildet, diese Entstehung zugewiesen; ihn müßte man also für einen permischen Löß erklären. Nur dadurch, daß trockner Staub in die letzten Laugenreste geweht wurde, die noch über dem eben entstandenen Kalisalzlager standen, sollten diese vor einer Wiederauflösung durch das neuhereinbrechende Meer geschützt gewesen sein, welches den mächtigen Hauptanhydrit und dann das Jüngere Steinsalz absetzte. Genauere stratigraphische Untersuchungen haben nun zwar ergeben, daß der „Graue Salzton" kein einheitliches Gebilde ist, sondern aus mehreren verschiedenen Schichten besteht, in deren einer ich zuerst sogar marine Versteinerungen nachgewiesen habe. Immerhin verdient aber doch seine unterste Zone einmal petrographisch genauer daraufhin untersucht zu werden, ob man sie als einen fossilen Löß bezeichnen könnte; daß sie sehr stark anhydritisch gebändert ist, braucht dabei nicht irre zu machen. — Auch das „rote massige Tongestein", wie ich die etwa 30 m starke Deckschicht des Jüngeren Steinsalzes genannt habe, könnte bei seiner äußerst unvollkommenen Schichtung und gutenteils feinsandreichen Beschaffenheit als fossile Staubablagerung angesehen werden. Aber auch sie wäre nicht — oder nicht durchaus — subaerisch, sondern, wie die oft massenhaften Trockenrisse zeigen, mindestens zum Teil subaquatisch entstanden; auch wiche sie durch den sehr bedeutenden Tongehalt primär vom Löß ab, während man die dunkle Rotfärbung für eine nachträgliche Veränderung ansehen könnte. Auch diese Schicht, die jetzt an die Basis des Unteren Buntsandsteins gestellt wird, verdiente wohl einmal nach dieser Hinsicht untersucht zu werden. Bohrkerne frischen Gesteins aus zahlreichen Tiefbohrungen bewahrt die Geologische Landesanstalt auf.

Das Protokoll wird verlesen und genehmigt.

v. w. o.

POMPECKJ. JANENSCH. BÄRTLING.

Bericht über die Sitzung vom 7. Juli 1920.

Vorsitzender: Herr POMPECKJ.

Der Vorsitzende macht Mitteilung vom Ableben des Herrn SELIGMANN, Koblenz. Die Versammlung erhebt sich zu Ehren des Verstorbenen.

Der Gesellschaft wünschen beizutreten:

Herr konz. Markscheider der Westfälischen Berggewerkschaftskasse Dr. phil. LUDGER MINTROP, Bochum, vorgeschlagen von den Herren KRUSCH, FREMDLING und BÄRTLING.

Herr konz. Markscheider WILH. WEINGARDT, Neunkirchen (Saar), vorgeschlagen von den Herren BRÜCK, FREMDLING und BÄRTLING.

Herr Bergwerksdirektor ERNST MIDDENDORF, Nordhausen a. Harz, vorgeschlagen von den Herren KRUSCH, BARSCH und BÄRTLING.

Herr Inspektions-Markscheider PETER ODERMANN, Ensdorf a. d. Saar, vorgeschlagen von den Herren FREMDLING, POHLSCHMIDT und BÄRTLING.

Herr Obersteiger und Bureauvorsteher RICH. WEICKARDT, Halle a. S.,

Herr konz. Markscheider FRIEDRICH REISS, Luisenthal (Saar),

Herr Bergwerksdirektor OTTO POHL, Bernburg, vorgeschlagen von den Herren BÄRTLING, JANENSCH und POMPECKJ.

Herr Markscheider KARL SCHROEDER, Duisburg-Meiderich, vorgeschlagen von den Herren FREMDLING, WUNSTORF und BÄRTLING.

Die Gesellschaft stimmt der Aufnahme zu.

Herr **F. SOLGER** berichtet über

Beobachtungen über Flugsandbildungen.

(Mit 5 Textfiguren.)

Als ich vor zehn Jahren Europa verließ, um nach Peking zu gehen, hatte ich mich vorher mehrere Jahre lang mit den rezenten Dünenbildungen unserer Küste[1])

---

[1]) SOLGER, Über Parabeldünen. Diese Zeitschr., Mon.-Ber. **60**. 1908. S. *54—59* und Geologie der Dünen im „Dünenbuch". Verlag v. ENCKE, Stuttgart, 1910.

und den aus dem Ende der Eiszeit stammenden Dünenbildungen des norddeutschen Binnenlandes[2]) beschäftigt. Ich hatte die letzteren als barchanähnliche Bogendünen aufgefaßt, die ursprünglich von Ostwinden gebildet, dann von Südwestwinden etwas umgeändert worden seien. Während über das Alter der binnenländischen Dünen (älter als die Moorbildungen der norddeutschen Täler) wohl nur noch in Nebenpunkten Zweifel bestehen, hat meine Ostwindtheorie vielfach Widerspruch erfahren, und zwar nach zwei Richtungen: Erstens wurden die Bogenformen, obwohl ich die Unzulässigkeit dieses Vergleiches zwingend begründet zu haben glaubte, mit den Parabeldünen und ähnlichen Bildungen der Küste verglichen[3]), und da diese dem Winde im Gegensatz zu den Barchanen ihre hohle Seite entgegenwenden, wurde der Grundriß der Binnenlanddünen daraufhin Westwinden zugeschrieben. Zweitens wurde darauf hingewiesen, daß viele Dünengebiete am Ostrande von Talsandflächen liegen, und indem ohne hinreichenden Beweis[4]) vorausgesetzt wurde, daß der Sandvorrat aus

---

[2]) Solger, Über interessante Dünenformen in der Mark Brandenburg. Diese Zeitschr., Mon.-Ber. **57**, 1905, S. *179—190*.
— Über fossile Dünenformen im norddeutschen Flachlande. Verh. d. XV. Dtsch. Geogr.-Tgs. z. Danzig. 1905. S. 159—172.
— Studien über nordostdeutsche Inlanddünen. Forschg. z. dtsch. Ld.- u. Volkskde. Bd. **19**. 1910. Heft 1. S. 1—89.
— Neuere Beobachtungen an brandenburgischen Talsanddünen. Diese Zeitschr., Mon.-Ber., 1910, S. *31—40*.

[3]) Z. B. Braun, Ztsch. Ges. f. Erdkde. Berlin 1910. S. 625—627; Behrmann ebda. 1911. S. 59 in Besprechungen meiner Dünenarbeiten. Behrmann versteigt sich zu dem unberechtigten Vorwurf, ich ließe die Parabeldünen-Auffassung nicht zu Worte kommen. Er hat wohl S. 164 des Dünenbuches übersehen. Meine Verwahrung gegen diesen Vorwurf erfolgt hier so spät, da eine Ende 1910 aus Peking von mir abgesandte Entgegnung auf Herrn Braun von der damaligen Schriftleitung der genannten Zeitschrift abgelehnt wurde und ich es deshalb für aussichtslos hielt, eine Entgegnung auf Herrn Behrmann einzusenden.

[4]) J. Korn: Über Dünenzüge im Torfe des Netzetals bei Czarnikau usw. Jhrb. d. Geol. L.-A. Berlin. Bd. 37. II (1916), Heft 1. S. 147—156.

Ich kann den Beweis jedenfalls in der Uebereinstimmung der Materialmenge zwischen den Torfbecken und den östlich liegenden Dünen nicht sehen. Die Torfmenge hängt von der Höhe der Vertorfung ab, also von dem Grundwasserstande, der erst nach der Dünenbildung eingetreten und von dieser ganz unabhängig ist.

Wenn es überhaupt richtig ist, daß die Dünen von Czarnikau aus unmittelbar daneben liegenden Windmulden aufgeweht sind,

den benachbarten Talsandflächen stamme, wurde der Schluß auf eine Zusammenwehung durch westliche Winde gezogen[5]). WUNDERLICH sagt geradezu: „Diese Tatsache allein würde u. E. vollständig genügen, jeden Zweifel an der Entstehung dieser Dünen durch Westwinde unmöglich zu machen" (a. a. O., S. 479). Da er in seinem Verfahren die Anwendung moderner geographischer Methoden sieht, so muß ich demgegenüber bemerken, daß der ganze Gedankengang für mich nicht den Charakter einer wissenschaftlichen Begründung trägt. Der Vergleich mit einem Beispiel aus der gerichtlichen Beweispraxis mag das am kürzesten veranschaulichen. Ein Mann wird erschossen aufgefunden, daneben ein blutiges Fleischermesser. WUNDERLICH müßte folgerichtig sagen: Das Messer beweist, daß der Mann nicht erschossen, sondern erstochen ist. Nun verliert das Messer aber jede Beweiskraft, wenn die Todeswunde eine Schußwunde und das Blut an dem Messer kein Menschenblut ist. In unserem Dünenbeispiel verliert WUNDERLICHS Folgerung jeden Wert, wenn die Dünen nicht Parabeldünen, sondern Bogendünen vom Barchantypus sind und wenn ihr Material nicht aus dem Talsand herrührt.

Diese Art der Behandlung bringt also die Frage keinen Schritt vorwärts. Schon 1908 war mir klar, daß vor allen Dingen die Beobachtung von Wüstendünen der Jetztzeit erforderlich sei, und mannigfaltige Anregungen von JOH. WALTHER bestärkten mich nach dieser Richtung. Ich erbat daher und erhielt im Herbst 1908 eine Reiseunterstützung seitens der JAGOR s t i f t u n g , um in Transkaspien heutige Wüstendünen zu studieren. Diese Reise, für deren Ermöglichung ich der JAGORstiftung den aufrichtigsten Dank schulde, hat meine Anschauungen wesentlich geklärt. Aber zugleich zeigte sie mir, daß ich in Transkaspien genau

---

dann muß nach dem, was ich in der Wüste an großen und kleinen Formen sah, das Material der Düne gröber sein als der Durchschnitt des Materials der Windmulde; denn die kleineren Körner werden in solchem Falle weiter fortgetragen, nur die gröberen gleich hinter der Windmulde angehäuft. Da die mir bekannten norddeutschen Binnenlanddünen ein feineres Korn haben als der Talsand, auf dem sie liegen, so kommt die KORNsche Hypothese als allgemeine Erklärung für sie jedenfalls nicht in Frage.

[5]) WUNDERLICH: Zur Frage der polnischen und norddeutschen Binnendünen. Ztschr. Ges. f. Erdkde. Berlin 1916. S. 477 ff. Ähnlich urteilt KEILHACK, Die großen Dünengebiete Norddeutschlands. Diese Zeitschr., Mon.-Ber., 1917, S. 2—19., bes. S. 15.

wie in Norddeutschland vor Dünenbildungen früherer Zeiten stand. Die großen Dünenkämme, deren Beobachtung ich vor allem in Aussicht genommen hatte, gehen von der asiatischen Küste des Kaspischen Meeres nach der Insel Tscheleken hinüber und bilden dazwischen Inseln im Meer, die keinen Zweifel lassen, daß diese Dünen in einer Zeit gebildet sind, als die Wasserfläche des Kaspischen Meeres kleiner als heute war, also ein trockneres Klima mit jedenfalls auch anderen Winden herrschte. Daraus ergab sich freilich die Möglichkeit, Anzeichen eines diluvialen Windsystems auch dort zu finden. Aber die unmittelbare Beobachtung der Bildung dieser Dünen war damit unmöglich.

Noch heute in der Umbildung begriffen und erst vor kurzer Zeit überhaupt in Bewegung gekommen, fand ich Flugsandbildungen von wesentlich geringerer Größe bei Karaul-Kuju und Repetek an der transkaspischen Bahn südlich des Amu-Darja und bei Melnikowo und Patar östlich von Kokand (Gouv. Ferghana). Aber auch diese konnte ich nicht eigentlich in der Entstehung sehen, mehrfach war sogar die letzte beobachtbare Windwirkung eine deutliche Unterbrechung in der Herausbildung der betreffenden Dünenform. Es handelt sich hier um eine Schwierigkeit, auf die wir im Grunde genommen bei aller geologischen Forschung stoßen. Wir haben Vorgänge zu erklären, die stets in Raum und Zeit weit über das unmittelbar Beobachtbare hinausgehen. Wollen wir ihnen durch Beobachtung nahekommen, so müssen wir uns entweder mit einem sehr verkleinerten Abbild begnügen, wie in den Versuchen, Faltungsbilder von Gebirgsprofilen nachzuahmen; oder wir müssen uns darauf beschränken, einen kleineren, aber vielleicht doch typischen Teil des Gesamtvorganges ins Auge zu fassen. Im ersten Fall ziehen wir einen bloßen Analogieschluß, dessen Zulässigkeit eines besonderen Beweises bedarf. Im zweiten Falle liegt im Übergange von dem beobachteten Teil zur Gesamterscheinung eine Aufgabe, die man als Integrierung eines Differentials bezeichnen könnte.

Bedienen wir uns zur theoretischen Erörterung des Verfahrens der mathematischen Formelsprache, dann ist das Ergebnis unserer tatsächlichen Beobachtung stets eine Art Differentialgleichung, etwa $dy = A \cdot dx$. Ist A konstant, dann ist auch $y = A \cdot x$, d. h. ich darf einen einfachen Analogieschluß von der Kleinform auf die große Erscheinung ziehen. Ist A von anderen Veränderlichen abhängig, als von x, dann kann ich die Integrierung über-

haupt nicht vornehmen. Dies ist nur möglich, wenn ich meine Gleichung auf die Form bringen kann $dy = f(x)\, dx$.

Aus der mathematischen Sprache in die allgemeine übersetzt bedeutet das: Ich kann ein Verständnis der großen Flugsandformen aus den beobachtbaren Kleinformen gewinnen, wenn ich alle Fälle ausschließe, in denen unberechenbare örtliche Bedingungen, wie der Windschatten von Hindernissen o. dgl. eine Rolle spielen, mit andern Worten: Wenn ich mich auf selbständige Flugsandformen beschränke. Nun ist die durchgängige selbständige Kleinform der Flugsandanhäufung die Wellenfurche. Von dieser muß ich also ausgehen und dann verständlich zu machen suchen, wie sich durch Summierung dieser kleinen Vorgänge die großen Dünen bilden. Der Unterschied gegenüber den Stranddünen besteht dabei darin, daß die Mitwirkung der Pflanzenwelt, die am Strande eine maßgebende Rolle spielt, in der Wüste fortfällt.

Ich beginne meinen Bericht mit den Versuchen, die erste Anlage von Wellenfurchen zu beobachten. Ich habe diese Versuche zuerst in der transkaspischen Wüste gemacht und in China mehrfach wiederholt. Sie lassen sich aber an jeder Flugsandfläche in Deutschland nachprüfen.

Bei einem Winde, der wohl ein Fortrollen der Sandkörner über die bestehenden Wellenfurchen hin bewirkte, aber die Körner nicht fliegend fortriß, ebnete ich einen Teil eines Wellenfurchenfeldes mit der Hand ein, ohne den Sand festzudrücken. Vergebens wartete ich auf die Bildung neuer Wellenfurchen an der eingeebneten Stelle. Statt dessen traten allmählich die bei den Einebnungsbewegungen unvermeidbaren Ungleichheiten der Lockerheit hervor. Von den lockeren Stellen wurde der Sand herausgeweht und hinter den festeren angehäuft. So entstanden unregelmäßige Formen, aber keine Wellenfurchen. Nahm ich dagegen etwas von dem trockenen Dünensand in die Hände und ließ es aus einiger Höhe langsam auf den Boden hinabstäuben, dann ordnete der Wind ihn in Wellen quer zur Windrichtung an, die zunächst schwer zu erkennen waren, da sie keine Leekante zeigten. Das Entstehen der Leekante, d. h. der scharfen Kante am oberen Rande der Leeseite der Wellenstreifen, ist erst die Folge davon, daß auf dem vorhandenen Sandwellenkamm Sand von der Luv- nach der Leeseite hinübergerollt wird und beim Eintauchen in den Windschatten der Leeseite liegen bleibt.

Führte ich den gleichen Versuch bei starkem Sandstäuben aus, dann bildeten sich ohne weiteres Zutun Wellenfurchen auf dem eingeebneten Boden, und zwar so, daß vom seitlichen Rande des eingeebneten Stückes die stehengebliebenen Wellenkämme einander entgegenwuchsen (vgl. die Pfeilrichtung in Fig. 1). Der Wind erhält offenbar durch eine Art Resonanz an den vorhandenen Wellen die rhythmische Erschütterung, die veranlaßt, daß er den Sand in Querwellen niederfallen läßt. Dabei zeigt sich oft, daß im Augenblicke des Versuches der Wind nicht mehr genau quer zu den Wellenfurchen wehte. Die neu entstehenden Wellenstücke lagen daher etwas schräg zu den alten.



Fig. 1. Ausheilung zerstörter Wellenfurchen in Flugsand.

Daher trafen die einander entgegenwachsenden Enden nicht aufeinander (vgl. d. Abb.). Wo sie einander nahe kamen, entstanden dann keine deutlichen Wellenbildungen.

Trotz ihrer etwas schiefen Lage gegen den Wind blieben die einmal vorhandenen Wellenfurchen der Umgebung bestehen und schienen auch in dem schief gerichteten Winde weiter zu wachsen. Die eben erwähnte Resonanz an den vorhandenen Wellen spielt auch hierbei jedenfalls eine wichtige Rolle.

Aus dem Gesagten schließe ich, daß die Wellenfurchenbildung nicht durch die rollende, sondern durch die fliegende Sandbewegung hervorgerufen wird, wobei allerdings eine scharfe Grenze zwischen beiden nicht besteht, da alle Arten springender, hüpfender Kornbewegungen dazwischen liegen. Daß sich aber Wellenfurchen ganz ohne rollende Bewegung bilden können, zeigt die Beobachtung von Wellenfurchen, die ich auf feuchtem Sande in der Hun-ho-Niederung südwestlich von Peking sich bilden sah. Hier wird jedes aus dem Fluge niederfallende Körnchen sofort feucht und klebt damit fest. Ein Rollen ist also ausgeschlossen. Es bilden sich Wellen (Fig. 2), die eine niedrige, aber übersteile, etwas gewölbte Vorderseite dem Winde entgegenkehren und an dieser Seite, also an der Luvseite,

wachsen. Die Abbildung zeigt weiter, daß die Wellen weniger regelmäßige Linien bilden als bei trockenem Sande, offenbar, weil nicht, wie dort, Unregelmäßigkeiten durch nachträgliches Weiterschaffen der Körner ausgemerzt werden können. Andererseits zeigt die Abbildung auch noch, daß sich unter der Wirkung eines und desselben Windes zwei verschiedene Größenordnungen von Wellen bilden, indem in regelmäßigen größeren Zwischenräumen innerhalb der kleinen Wellen ein stärkeres Abwerfen von Sand erfolgt und dadurch in einem größeren Rhythmus Wellen mit höheren Luvseiten gebildet werden.

Diesen Wellenfurchen auf feuchtem Sand nahe stehen Oberflächenformen, die man auf Schnee besonders dann beobachten kann, wenn der Schnee in deutlicher Sternchen-



Fig. 2. Wellenfurchen aus Flugsand auf feuchtem Untergrund, beebachtet am Hunho südwestlich vón Peking.

form fällt, die gleichfalls im Weiterrollen hindert. Hier bilden sich Wellen, die in ihrer Längsrichtung sehr kurz sind und gleichfalls gegen den Wind ihre Steilseite kehren.

Zwei mir zuerst sehr naheliegende Beobachtungsziele gab ich bald auf, nämlich die Feststellung des Zusammenhanges zwischen der Windgeschwindigkeit und der Wellenlänge sowie die der Fortpflanzungsgeschwindigkeit der Wellenfurchen. Da nämlich die Wellenfurchen, einmal gebildet, auch bei etwas veränderter Windrichtung eine Zeitlang erhalten bleiben, so mußte dasselbe auch bei etwas veränderter Windgeschwindigkeit vermutet werden. Der Zusammenhang einer bestimmten Wellenlänge mit einer bestimmten Windgeschwindigkeit wird aber noch unzuverlässiger dadurch, daß man die Windgeschwindigkeit nicht unmittelbar in Höhe der Wellenfurchen messen kann.

Die Fortpflanzungsgeschwindigkeit der Wellenfurchen steht überhaupt nicht in einer einfachen Beziehung zur Windgeschwindigkeit, sondern hängt von dem Grad der Sättigung des Windes mit Sand ab. Dies scheint mir klar aus Fig. 3 hervorzugehen. Sie stellt zwar nicht Flugsand dar, sondern Flußsand, weil in ihm die Schichtung deutlicher ist. Die entscheidenden Verhältnisse werden sicher nicht



Fig. 3. Querschnitt durch Flußsande mit Wellenfurchen. Südlich von Huai-lai-hsien (Peking—Kalgan-Bahn).

dadurch geändert, daß hier Wasser, dort Wind den Transport vermittelt. Das Gesetz bleibt dasselbe, die Gleichung hat nur andere Konstanten. Aus der Schichtung sieht man hier rechts oben, daß bei reichlicher Sandzufuhr sowohl Luv- als auch Leeseite der Wellenfurchen gewachsen ist und daß dort die Leekante fehlt. Weiter links tritt diese auf, und die Leeseite allein ist gewachsen, die Luvseite abgetragen. Ist also die Sandzufuhr groß, dann wird der einmal niedergefallene Sand nicht weiter fortgeschafft, man könnte von einer *Lagerfurche* sprechen, die der Anhäufung des Sandes dient, im Gegensatz zur *Wanderfurche*, deren Luvseitenmaterial dauernd nach Lee weitergetrieben wird. Dabei wird nur dasjenige Material für den Neuaufbau der Wanderfurche Verwendung finden, das unmittelbar hinter ihrer Leekante niederfällt, das also rollend oder kurz hüpfend weitergetragen worden ist. Eine Wanderfurche muß parallel der Leeseite geschichtet sein. Je höher der Leeabhang ist, desto langsamer wird er überweht, desto langsamer wandert die Wellenfurche. Ihre höheren Teile wandern daher langsamer als die niedrigen, und es entstehen Bogenformen. An den Seitenwänden eines freien (nicht an Pflanzen oder Hindernisse angelehnten) Flugsandfleckens

ist der Sandvorrat naturgemäß geringer als in der Mitte, daher finden wir in der Mitte Lagerfurchen quer zur Windrichtung. An den Seitenrändern gehen sie in Wanderfurchen über, deren Enden in der Windrichtung voreilen, weil sie am niedrigsten sind. Das gilt nicht nur vom freiliegenden Flugsandfeld, sondern auch von der freiliegenden Einzelfurche. Sie geht in eine Bogenform über, deren konkave Seite in Lee liegt. Ähnliche Bogenformen werden sich auch am Luvrande des Flugsandfeldes oft einstellen, weil dorthin beim Mangel einer Zufuhr aus der Ferne kein neuer Sand kommt, während in der Mitte des Feldes der von einer Furche aufgewirbelte Sand auf die nächsten herabfällt und damit die Bedingungen für Lagerfurchen entstehen. Am Leerande endlich bilden sich überwiegend Bogenformen, weil hierhin nur gelegentlich neuer Sand weht, meist der niedergefallene nur umgelagert wird.

Es ist bekannt, daß Querkämme und Bogenformen auch für die Großformen der kahlen Dünen die Regel sind. So liegt der Gedanke nahe, den m. W. zuerst Joh. Walther ausgesprochen hat, daß die großen Wüstendünen ein vergrößertes Abbild von Wellenfurchen sind. Die Schwierigkeit liegt nur darin, die Entstehung dieser Großformen verständlich zu machen. Ein allmähliches Wachsen einer kleinen Wellenfurche zur großen Düne findet unzweifelhaft nicht statt. Ebensowenig ist es denkbar, daß die großen Dünen von entsprechend stärkeren Winden herrühren; denn sie sind von kleinen Wellenfurchen bedeckt. Dagegen geben die obigen Beobachtungen von Wellenfurchen auf feuchtem Boden eine Erklärung. Dort bildet ein und derselbe Wind gleichzeitig Wellen zweier verschiedener Größenordnungen. Das gleiche kann man auch an gewöhnlichen Flugsandfurchen sehen. Ich machte bei Karaul-Kuju an der transkaspischen Bahn Gipsabgüsse von Wellenfurchen, auf denen gleichzeitig Furchensysteme von 5, 15 und 45 mm Wellenlänge erkennbar sind. Oft sieht man auf Wellen von 20 cm Länge kleinere Furchen von 2—4 cm. Die Abhängigkeit der Wellenlänge von der Windstärke scheint hiernach eine periodische Funktion zu sein, wie ja auch auf See dieselbe Windstärke bei kurzem Wehen „Katzenpfötchen“ schafft, bei dauernder Einwirkung die „haushohen“ Wellen von mehreren 100 m Länge. Der Mangel an Raum verbietet mir leider, näher zu begründen, welche Bedenken infolge dieser Auffassung gegen die übliche Helmholtzsche Theorie der Wellenbildung aufsteigen. Ich erwähne nur,

daß auch die Tatsache der sicher nicht wandernden Wellen auf feuchtem Grunde jener Theorie zu widersprechen scheint. Ich beschränke mich auf einige Beobachtungen, um zu zeigen, daß bei der Dünenbildung kürzere Wellensysteme zuerst entstehen, innerhalb deren sich eine höhere Größenordnung nach der andern entwickelt. Da die großen Formen schwerer zerstörbar sind, so überdauern sie auch gelegentlichen Windwechsel und wachsen entsprechend der herrschenden Windrichtung. Fig. 4 zeigt das im Schema. Auf den weiter unten zu erwähnenden Dünen von Lung bao shan fand ich nach starken Windverwehungen etwa 5 m breite Flugsandstreifen mit Wellenfurchen gewöhnlicher



Fig. 4 Bildung großer Flugsandformen aus Wellenfurchenfeldern.

Größe quer zur Windrichtung wechselnd mit etwa gleich breiten kahlgewehten Sandflächen (vgl. Fig. 4 A). Bei Hsia hua yüan (Bahn Peking—Kalgan) sah ich Flugsandwellen quer zum Winde von etwa 20 m und mehr Wellenlänge und 20—30 cm Höhe mit deutlicher Leekante, die Luvseite bedeckt mit Wellenfurchen von etwa 30 cm Wellenlänge, auf denen sich kleine Furchen von 2—4 cm zeigten.

Innerhalb dieses Flugsandfeldes wechselten sandreichere Zonen von ziemlich gerade gestreckten Lagerformen mit sandärmeren, aus bogenförmigen Wanderwellen bestehenden. Dieser Wechsel trat etwa dreimal innerhalb 400 m ein. Solche Verhältnisse kann man sich aus Fig. 4 A folgendermaßen hervorgehend denken: Auf die gefurchten Flächen x fällt dauernd Sand nieder, auf die Flächen y fällt zeitweise Sand in gleichen Furchenformen, zeitweise wird er aber dort wieder fortgeblasen. Bei x muß sich also Sand anhäufen, bei y nicht. So entsteht das Profil B. Allmählich wachsen die Wellen x höher und bilden dadurch ein stärkeres Hindernis für den Wind. Daher wird nun öfter von der Luvseite Sand abgeweht und an der Leeseite, deren Windschatten

immer wirksamer wird, niedergelegt. So erhalten die Wellenberge Leekanten und Steilhänge in Lee (Fig. 4 C). Auf dem Luvhang bleiben die alten Wellenfurchen erhalten. Wie in A die Streifen y Stellen des Transportes, die Streifen x Stellen der Anhäufung waren, so findet nun wieder innerhalb des so gebildeten Wellensystems ein rhythmischer Wechsel zwischen Lagerformen und Wanderformen statt und müßte schließlich dazu führen, daß je eine Gruppe von Lagerformen einen Wellenberg höherer Ordnung bildete, während an der Stelle der Wanderformen (wie in Fig. 4 B) ein Wellental entstände. Dünenwellen von 130 m Wellenlänge mit und ohne Leekante habe ich mehrfach an anderen Stellen beobachten können. Auffallenderweise kehrte dieselbe Wellenlänge sowohl in China als auch in Turkistan wieder. Das Gesetz, das die Beziehung der durch den gleichen Wind erzeugten Wellen von verschiedener Ordnung zueinander ausdrückt, habe ich noch nicht ermitteln können. Häufig fand ich das Verhältnis der Längen der kleineren Wellen zu den größeren etwa wie 1:3. Das erinnert an die bekannte Behauptung, daß in der Meeresbrandung die dritte Welle jedesmal die größte zu sein pflege.

Meine Beobachtungen über Querschnittsformen und Schichtung der Wüstendünen muß ich leider auf eine spätere Veröffentlichung verschieben und beschränke mich darauf, zum Schluß die topographische Aufnahme eines kleinen Bogendünenfeldes von Lung bao shan bei Huailai hsien (Bahn Peking—Kalgan) wiederzugeben (Fig. 5), dem ich ähnliche Bildungen aus Turkistan an die Seite stellen könnte. Was die allgemeinen Bedingungen der Entstehung des Flugsandfeldes an dieser Stelle betrifft, so kann ich



Fig. 5. Rezentes Bogendünenfeld bei Lung bao shan, südlich von Huai-lai-shien (Peking—Kalgan-Bahn).

die Herkunft des Dünensandes nicht angeben. Aus der unmittelbaren Nähe stammt er nicht, da diese aus kiesigem Boden besteht. Daß Westwinde ihn herangetragen haben, kann keinem Zweifel unterliegen. Wollte man selbst die heutigen Windverhältnisse nicht als Beweis gelten lassen, so genügt doch die Tatsache, daß im Osten kurz hinter dem Dünenfeld ein rasch ansteigender Gebirgsrücken von 300 bis 400 m Höhe beginnt, an dessen Westseite große mehr oder weniger bewachsene Flugsandflächen ziemlich hoch hinaufgeweht sind. Zwei bis drei Kilometer westlich des Bogendünenfeldes fließt von N nach S ein Flußtal. Dies kann aber den Sand nicht liefern, da es bewachsen ist. Der Flugsand muß vielmehr weiter aus dem Westen kommen und das Flußtal überfliegen. 10—15 km westlicher liegen wieder kahle Dünen, die den Sand liefern können; woher sie aber den ihrigen nehmen, weiß ich nicht.

Klarer als die Herkunft des Sandes ist der Grund seiner Ablagerung. Der Gebirgsrücken im Osten staut jedenfalls den Westwind, und dieser verliert dadurch einen Teil seiner Transportkraft.

Größe und Grundrißformen der Dünen ergeben sich aus der Fig. 5; die größte der Dünen hat eine Höhe von 28 m. Die stark gezeichneten Böschungen und Sturzhänge von 25—30°. Die Luvböschung der Hauptdüne beträgt 9—10°.

Der Wasserlauf (nur während der Regenzeit im Sommer fließend), der quer durch das Dünenfeld geht, zeigt, indem er den Nordschweif der vordersten Bogendüne abschneidet, deutlich, daß diese Sandmassen sich Schritt für Schritt durch allmähliche Leeseiten-Überschüttung fortbewegen, während derselbe Fluß die Bildung weiterer Bogendünen im Osten nicht verhindert hat. Diese bestehen eben aus Sand, der an Ort und Stelle aus dem freien Winde niedergefallen ist.

Man muß bei einem solchen Wüstendünenfeld im Gegensatz zu unseren Stranddünen festhalten, daß die in Lee liegenden Kämme nicht älter sind als die weiter gegen Luv liegenden, sondern daß sich alle Kämme gleichzeitig bilden und daß der Flugsand über sie hinweg von einem zum andern getragen wird, ohne daß die Kämme dabei ihre Lage wesentlich zu verändern brauchen.

Um die Wandergeschwindigkeit der einzelnen Dünenbogen festzustellen, habe ich das Feld in zwei aufeinander folgenden Jahren aufgenommen. Leider ist das Material

der ersten Aufnahme noch in China. Ich habe nur die zweite wiedergeben können. Sie stammt vom März 1913.

Am Ostrande des Dünenfeldes treten zwei Gebilde auf, die als Seitenstück zu den Parabeldünen unserer Küsten aufzufassen sind. Die Ränder zweier ostwärts wandernder niedriger Bogendünen sind hier von dem gegen den Rand der östlichen Berge hin zunehmenden Graswuchs festgehalten worden. So entstehen seitliche Kupstenreihen. Aber wie dieser Graswuchs kümmerlich ist gegenüber dem unserer Strandnehrungen, so sind auch die entstandenen Parabeldünen Kümmerformen gegenüber denen an unseren Meeresküsten. Die seitlichen Kupstenreihen erreichen nicht einmal Mannshöhe. Ähnliche Beobachtungen machte ich auch am Rande der Wüste in Ferghana 1908.

Grundrißformen wie Abmessungen des hier dargestellten Dünenfeldes erinnern außerordentlich an manche norddeutsche Binnenlanddünen, nur daß sie gegen jene um 180° gedreht erscheinen. Ich bin gespannt, ob die Herren, die für das norddeutsche Flachland meine Ostwindtheorie ablehnen, auch bestreiten, daß das hier abgebildete Feld durch Westwinde entstanden ist.

An der Diskussion beteiligen sich die Herren W. E. Schmidt, v. Oheimb und der Vortragende.

Herr GOTHAN spricht **„Über die Verbreitung der Glossopteris-(Gondvanna-)Flora im Lichte der neueren Entdeckungen."**

Das Sitzungsprotokoll wird verlesen und genehmigt.

v. w. o.

Pompeckj. Janensch. Bärtling.

Briefliche Mitteilungen.

4. Farbreste auf der Schalenoberfläche eines Trocholites.

Von Herrn Fr. Schuh.

(Mit 3 Textfiguren.)

Rostock, den 7. August 1919.

In der Sammlung des verstorbenen Lehrers Lübstorf aus Parchim, welche jetzt vom Mineralog.-Geologischen Institut der Universität Rostock erworben wurde, war ein als *Clymenia incongrua* Eichwald bestimmtes Fossil, welches mir von Herrn E. Geinitz zur Bearbeitung überlassen wurde. Als Fundort war Ludwigslust angegeben. Es befindet sich jetzt in der Schausammlung der geol. Landesanstalt von Mecklenburg.

Dieses Fossil, dessen Zugehörigkeit zur Familie der Nautilidae leicht zu erkennen war, zog meine Aufmerksamkeit durch eine an die Lobenlinie eines Goniatiten erinnernde Zeichnung auf der Oberfläche der Schale sofort auf sich. Bei näherer Betrachtung hat es den Anschein, als sei die Oberflächenschicht nur dort gut erhalten, wo sich die dunkleren Streifen befinden, während dazwischen die Schale wie leicht abgewetzt erscheint. Nun ist aber schon wegen der Regelmäßigkeit der Zeichnung eine Abwetzung kaum denkbar, völlig unmöglich erscheint sie, da auch der Abdruck der Schale im Gestein dieselben Figuren erkennen läßt. Daraus ergibt sich der Schluß, daß jene Stellen der Schale, welche dunkel erscheinen, von einer Substanz durchtränkt sein müssen, welche den dazwischen liegenden Partien fehlt. Denken wir an unseren rezenten *Nautilus pompilius*, dessen Oberfläche von braunen Farbstreifen in ziemlich unregelmäßiger Weise bedeckt ist, so drängt sich auch für dieses silurische Exemplar die Erklärung auf, daß es sich um gut erhaltene Reste der ursprünglichen Farbbänder handelt. Auch bei unserem lebenden Nautilus zeigen sich diese Farbbänder unabhängig von dem Verlauf der Zuwachslinien und bilden auf der Ventralseite und teilweise auch auf den beiden Seiten einfache Einbuchtungen. Die Farbstreifen, welche verwaschene Konturen haben, verbreitern sich auf der Externseite, kurze

Stücke schalten sich dazwischen, zuweilen tritt sogar eine Verschmelzung der einzelnen Streifen ein, so daß die braune Färbung hier viel mehr überwiegt, als auf den Seitenflächen des Umgangs. Bei unserem silurischen Exemplar treten diese Merkmale viel schärfer hervor.

Hier bilden die ebenfalls ohne scharfe Konturen verlaufenden Streifen auf der Ventralseite einen spitzen, nach vorn geöffneten Winkel, nach den Seiten zu biegen sie etwa 3 mm von der Mittelebene entfernt scharf nach rückwärts um, um bei etwa 6 mm von der Mittelebene wieder einen scharfen Winkel bildend in kurzen, nach vorn gerichteten Ästen zu endigen. Der Abstand der Farbbänder voneinander beträgt nach der ersten Umbiegung im Durchschnitt 4 mm. Auf der Externseite schieben sich auch hier kurze Streifenstücke dazwischen und es entsteht durch Verschmelzung all dieser Streifen ein in der Medianebene verlaufendes unregelmäßiges im Durchschnitt etwa 2 mm breites Farbband.

Bei unserem rezenten Nautilus nimmt die Färbung bei ausgewachsenen Tieren mit Annäherung an den Mundrand ab und verschwindet schließlich vollkommen. Sollte auch dieses Merkmal schon in der Silurzeit bestanden haben, so würde daraus folgern, daß bei unserem nur etwa 2,5 cm großen Exemplar ein größerer Teil des letzten Umganges fehlt oder daß es sich um ein noch nicht ausgewachsenes Tier handelt.

War es schon außerordentlich überraschend, an einem silurischen Cephalopoden in dieser schönen Erhaltung die Färbung der Schale wiederfinden zu können, so ist es doppelt merkwürdig, daß sich dieses scheinbar für das Tier so unwesentliche Merkmal mit einer solchen Konstanz während der langen Entwicklungszeit des Nautilusstammes erhalten hat.

Bei der Durchsicht der Literatur habe ich in Bronns *Lethaea geognostica* Farbspuren bei *Orthoceras* und *Cyrtoceras* erwähnt gefunden. Dort ist auch darauf hingewiesen, daß d'Archiac und de Verneuil bei dem devonischen *Orth. anguliferum* zickzackförmige Farbstreifen beobachtet haben. Bei Barrande[1]) werden Farbreste bei einem *Trochoceras* angegeben, und an anderer Stelle spricht er davon, daß er an einigen Exemplaren von *Orthoceras*,

[1]) Système Silurien du Centre de la Bohême. I. partie. Recherches paléontologiques. Bd. II, S. 77.

Cyrtoceras, *Trochoceras* und *Phragmoceras* derartige Farbspuren schon beobachtet hat. Genauere Angaben sowie bildliche Darstellung habe ich jedoch nicht finden können. Bei der Gattung *Trocholites* scheint es sich um ein völliges Novum zu handeln.

Eine Zusammenstellung fossiler Schalenfärbungen in verschiedenen Gattungen des Tierreichs gibt W. DEECKE[2]).

Bevor ich dazu übergehe, mich über die systematische Stellung des mir vorliegenden Stückes zu äußern, möchte ich eine kurze Beschreibung geben.

Das Exemplar hat einen Durchmesser von 2,5 cm. Die Umgänge nehmen langsam an Dicke zu. Meßbar ist diese Zunahme nur am äußeren Umgang. Hier beträgt sie bei ¼ Umgang 1½—2 mm. Die äußeren Umgänge greifen etwa ¼—½ über die inneren über. Die Evolution kann infolge des ungenügenden Erhaltungszustandes nicht genau bestimmt werden, sie beträgt ungefähr 1,5. Drei Umgänge sind an dem Exemplar sichtbar, doch dürfte noch ein vierter und ein fünfter unter dem anhaftenden Gestein verborgen sein. Der Nabel ist ziemlich tief. Die Umgänge sind bedeutend breiter als hoch. Der Sipho liegt vollkommen oder doch nahezu vollkommen dorsal. Auch hier lassen sich keine genauen Messungen vornehmen. Er hat kreisförmigen Querschnitt und bildet zwischen den Kammerscheidewänden eine gleichförmige kalkige Röhre. Von einer Verdickung zwischen den Scheidewänden ist nichts zu sehen. Der Abstand der am letzten Umgang sichtbaren Kammerscheidewände beträgt auf der Ventralseite 3 mm. Die Suturlinie zeigt keine merkliche Ausbuchtung. Die äußere Schalenschicht, die auf dem größten Teil des Exemplares erhalten ist, ist mit deutlichen Rippen bedeckt, zwischen welchen sich feine Streifen befinden. Rippen und Zuwachslinien bilden auf der Ventralseite einen tiefen Sinus. An den Seiten der Umgänge treten an diesen Rippen feine Knoten auf, wodurch eine deutliche Kante erzeugt wird. Infolge dieser Kante ist auch der Querschnitt eines Umganges nicht gleichförmig bis zur Naht gekrümmt. Rippen und Knoten werden nach der Mündung zu schwächer.

Der vordere Teil der Schale ist mit Gestein ausgefüllt, das übrige mit Kalkspat; mit Ausnahme der Siphonalröhre,

---

[2]) W. DEECKE: Über Färbungsspuren an fossilen Molluskenschalen. Sitzungsber. d. Heidelberger Ak. d. Wiss., 1917, 6. Abhandlung.

welche auch in den mit Kalkspat erfüllten Kammern, soweit sichtbar, Gesteinsmasse enthält. Möglicherweise dürfte man in Analogie anderer, anscheinend aus demselben Gestein von Remelé beschriebener Stücke von *Trocholites* ver-



Fig. 1. Fig. 2. Fig. 3.

Trocholites sp. mit erhaltenen Farbresten auf der Schalenoberfläche. Glazialdiluvium, Ludwigslust.
(Fig. 1 vierfach, Fig. 2 u. 3 dreifach vergrößert.)

muten, daß der mit Gesteinsmasse ausgefüllte vordere Teil der Schale zur Wohnkammer gehört.

Das Gestein selbst ist grauer, fein kristalliner Untersilurkalk mit massenhaft eingelagerten braunen Schalenteilchen.

Was die systematische Stellung dieses Fossils anlangt, das zweifellos zum Genus *Trocholites*[3]) gehört, so habe ich keine Art gefunden, die sich völlig mit unserem Stück deckt. Am nächsten dürfte es der Art *Clymenia incongrua* = *Palaeonautilus incongruus* = *Trocholites incongruus* Eichwald stehen. Aus Eichwalds[4]) Charakteristik, der auch Figuren beigefügt sind, sollen die hauptsächlichsten Vergleichspunkte hier erwähnt werden: Die Schale besteht bei ihm aus fünf Windungen.

Die äußeren Umgänge umhüllen die Hälfte der vorhergehenden. Der Nabel ist sehr tief. Die Umgänge sind breiter als hoch. Sie sind mit feinen, bei den inneren Umgängen gleichmäßigen Streifen bedeckt. Auf den zwei äußeren Umgängen befinden sich leichte Rippen und zwischen diesen feine Streifen. Der Querschnitt der Oeffnung ist halbkreisförmig. Die Kammerscheidewände sind niedrig und wenig gekrümmt. Der Sipho ist auf der Konkavseite und legt sich auf den vorhergehenden Umgang auf. Die Konvexseite ist sehr breit. — Das abgebildete Exemplar Eichwalds ist etwas kleiner als das unsrige. Sein Durchmesser beträgt knapp 2 cm.

Vergleicht man hiermit die oben gegebene Beschreibung unseres Stückes, so ergibt sich, daß es in vielen Merkmalen vollkommen mit *Trocholites incongruus* übereinstimmt. Abweichend ist bei unserem Exemplar die etwas geringere Verbreiterung der Umgänge, der im Vergleich zu Eichwalds Abbildung weniger steile Nabel, die anscheinend stärkere Krümmung der Kammerscheidewände und vor allem die abweichende Oberflächenskulptur. Ob die Zuwachslinien ebenso wie bei uns einen tiefen Sinus auf der Ventralseite bilden, ist aus Eichwalds Derstellung nicht ersichtlich.

Obwohl nun diese Abweichungen von den bisher beschriebenen Arten so bedeutend sind, daß die Aufstellung einer neuen Art vollkommen gerechtfertigt erscheinen würde, will ich doch hiervon absehen, da mir fast jedes Vergleichsmaterial fehlt und mir auch möglicherweise aus der neueren Literatur etwas entgangen sein könnte.

---

[3]) *Trocholites* Conrad 1838. Neuere Charakteristik dieser Gattung bei Schröder: „Beiträge der in ost- und westpreußischen Diluvialgeschieben gefundenen Silurcephalopoden" (Fortsetzung). Schriften der Phys.-Ök.-Gesellschaft Königsberg, Jahrg. 1882, S. 100.

[4]) Lethaea Rossica 1860 Bd. I, S. 1306 und Atlas Taf. L., Fig. 7 a, b, c.

5. Beiträge zur Kenntnis des „Rotliegenden" am Rande des Bayrischen Waldgebirges.

Von Herrn Alfons Lehner.

(Hierzu 2 Textfiguren.)

Würzburg, den 3. Dezember 1919.

Die im Süden durch die Alpen abgeschlossene, von Tertiär und Quartär gebildete Bayrische Hochebene endet nach Norden an einem unverkennbaren Abbruche gegen ältere Formationen, und zwar im Nordwesten am Rande eines mesozoischen Schichtgebirges, des schwäbisch-fränkischen Jura, im Nordosten hingegen am Fuße eines Grundgebirgsstockes, des Bayrischen Waldes. Der Verlauf dieses Einbruchsrandes wird an der Donauabbiegung zwischen Kelheim und Regensburg undeutlicher und zerfällt dadurch in zwei nicht ganz gleichwertige Teile; doch dürften wohl beide durch die gleiche, alpine Ursache geschaffen und auch zu fast gleicher Zeit entstanden sein. Allerdings war mangels hinreichender Tiefbohrungen bis vor kurzem über Art, Zeit und Mächtigkeit dieser morphologisch und geologisch bedeutsamen Abbruchslinien wenig Sicheres bekannt. Erst durch zwei im Jahre 1909 bei Straubing niedergetriebene Bohrungen wurde wenigstens für die östliche dieser Randverwerfungen zwischen Regensburg und Passau einiger Aufschluß gewonnen. Die Ergebnisse jenes auf Erbohrung von Steinkohlen gerichteten Unternehmens hat Rothpletz[1]) auf Grund des ihm vorgelegten Materials eingehend verwertet.

Indessen haben die Folgerungen dieses Autors schon bald darauf erheblichen Widerspruch gefunden, indem W. Kranz versuchte, die dortigen Lagerungsverhältnisse in etwas änderer Weise darzustellen[2]). Immerhin halte ich auch des letzteren Annahmen noch nicht für geeignet, die Tektonik am Südrande des Bayrischen Waldes richtig

[1]) Rothpletz, A.: Die ostbayrische Überschiebung und die Tiefbohrungen bei Straubing. Sitz.-Ber. d. Bayr. Ak. Math.-phys. Kl., 1911, S. 175—188.

[2]) Kranz, W.: Die Überschiebung bei Straubing. Geognost. Jahresh., Bd. **25**, 1912, S. 229—235.

zu deuten, weshalb ich an Hand der bisherigen Beobachtungen die Lagerung der Schichten, vor allem das angebliche „Rotliegende" im Untergrunde der Donauebene von anderen Gesichtspunkten aus erklären möchte.

Nach Rothpletz ergab das an der Wundermühle bei Straubing niedergestoßene Bohrloch folgendes Profil:

34,0 m	Donau-Alluvionen, Ton, Sand, Kies.
391,0 m	Tertiär: Sand, Ton, kohlehaltiger Ton, Lignitlager und Quarzsandstein.
313,25 m	Obere Kreide: grauer Mergel, Kalkstein und grauer bis weißer Sandstein.
65,0 m	Weißer Jura als gelblich-weißer Kalkstein.
803,25 m.	

Hingegen lieferte eine bei Unterharthof nördlich von ersterer angesetzte Tiefbohrung nachstehende Gesteinsfolge:

10,5 m	Diluvialer Lehm und alte Donau-Alluvionen.
96,8 m	Tertiäre Tone, Sandsteine und Lignitlager.
589,6 m	Rotliegendes: Konglomerate, Schieferletten und Sandsteine.
106,6 m	Obere Kreide (Senon, Turon und Cenoman).
803,5 m.	

Zunächst fällt in beiden Aufschlüssen die verschiedene Mächtigkeit gleichwertiger Schichten auf, indem z. B. das Tertiär in einem Falle 391,0 m, im andern dagegen nur 96,8 m umfassen soll. Ganz ungewöhnlich erscheint aber im Unterharthofer Profile das Auftreten eines Sediments, welches Rothpletz mit Rücksicht auf die petrographische Beschaffenheit desselben als „Rotliegendes" bezeichnet hat. Ohne diese Einlagerung von permischen Gesteinen wäre wenigstens die Schichtenfolge an beiden Stellen konkordant. Da die Abweichungen in der Mächtigkeit äquivalenter Bildungen leichter zu erklären sind, gilt es vor allem, das eigenartige Vorkommen jenes „Rotliegenden" in bezug auf seine Entstehung genauer zu prüfen.

Rothpletz findet unter der Voraussetzung, daß dieser Komplex zweifelloses Perm sei, nur zwei Möglichkeiten für die Art seines Auftretens: „entweder ist das Rotliegende mitsamt der Kreide überfaltet, oder es ist von Norden her über die Kreide geschoben worden". Ersteres ist aber, wie leicht nachzuweisen, nicht der Fall, „mithin bleibt nur die einfache Überschiebung zur Erklärung übrig"[3]).

[3]) a. a. O., S. 150/151.

Auch KRANZ hält es für nicht zweifelhaft, daß tatsächlich eine mächtige Scholle von Rotliegendem auf der oberen Kreide liege, ungefähr in der Art, wie dies ROTHPLETZ darstellt; nur nimmt er statt komplizierter Überschiebungen an, daß jener Permrest von dem Granitrande auf steiler Rutschfläche in das neugebildete Einbruchsbecken hinabgeglitten sei, etwa im Gefolge gebirgsbildender Erdbeben[4]).

Zu ähnlichen Schlüssen wie genannte Autoren wäre man wohl gezwungen, sobald die Annahme der fraglichen 590-m-Schicht als „Rotliegendes" über jeden Zweifel sichergestellt wäre. Nun hat aber ROTHPLETZ dieses Sediment bei jeglichem Fehlen von paläontologischen Kennzeichen nur auf Grund des Gesteinshabitus als terrestisches Perm bestimmt. Wie KRANZ mitteilt[5]), wurden nur von 291,8 bis 292,2 m und von 636,8 bis 637 m Tiefe Bohrkerne entnommen, alles übrige Gestein dagegen sehr rasch und ohne besondere Vorsichtsmaßregeln mittels Meißelbohrung durchstoßen. Solche ausschließlich auf petrographischen Merkmalen beruhende Altersbestimmungen können sehr leicht zu falschen Folgerungen führen, zumal wenn die Lagerungsverhältnisse keine sicheren Anhaltspunkte bieten. An einem Beispiele aus nächster Nähe habe ich gezeigt, welche Täuschungen in solchen Fällen möglich sind[6]).

Sobald wir aber die Annahme zulassen, daß derartige Gesteine trotz ihrer faziellen Ähnlichkeit mit Sedimenten des Rotliegenden durchaus nicht permischen Alters sein müssen, ergibt sich zu den beiden oben erwähnten noch eine dritte Möglichkeit, welche den Beobachtungstatsachen ebenso gerecht zu werden vermag, wie die angeführten Erklärungsversuche, aus manchen Gründen sogar größere Wahrscheinlichkeit für sich beanspruchen kann.

Nach dem im Unterharthofer Bohrloche gewonnenen Materiale handelt es sich bei diesem „Rotliegenden" um Konglomerate, Sandsteine und Schiefertone, also fluviatile Schichten von jeder Korngröße. Da die betreffende Ablagerung zwischen oberer Kreide und Tertiär eingeschaltet ist, wäre der nächstliegende Schluß, sie als konkordante Bildung von allerdings etwas abweichender Fazies aufzufassen, welche demnach selbst frühtertiären Alters sein

---

[4]) a. a. O., S. 230 u. 234.

[5]) a. a. O., S. 229.

[6]) LEHNER, A.: Beiträge z. Kenntnis d. oberpf. Waldgebirges. Diese Zeitschr., 1918.

müßte. Nun sträubt sich freilich gegen solche Anschauung die Erfahrung, welche bestimmte Schichten meist nur unter der normalen Beschaffenheit kennt und die Gewohnheit, gleichen Gesteinen auch dasselbe Alter zuzuschreiben. Da es aber nicht zu umgehen ist, bei Voraussetzung einer diskordanten Schichtenfolge mehr oder weniger verwickelte tektonische Vorgänge anzunehmen, erscheint es einfacher und natürlicher, die Einlagerung als konkordante Bildung zu erklären.

Es kann wohl kaum bezweifelt werden, daß fluviatile Sedimente jeder Art zu allen Zeiten gebildet wurden und immer noch entstehen, denn die in beiden Profilen zu oberst liegenden Schichten von Ton, Sand und Kies sind im Grunde genommen dasselbe wie die Gesteine des „Rotliegenden" im Unterharthofer Aufschluß. Bloß stellen erstere noch lockere Anschüttungen dar, letztere sind mechanisch verfestigt. Nun haben allerdings die terrestrischen Sedimente des Rotliegenden, zumal in den obersten Lagen, gegenüber den meisten Bildungen anderer Formationen insofern etwas Unterscheidendes an sich, als ihr Mineralbestand vielfach charakteristisch ist und auf eine besondere Entstehungsweise hindeutet. Die Hauptmassen der postpaläozoischen fluviatilen Gesteine sind nämlich erst aus der Weiterverarbeitung älterer Komplexe gebildet worden, zeichnen sich daher im allgemeinen durch gleichmäßigeres und feineres Korn, vollkommenere Abrollung der Quarzkörner und schärfere Trennung der Gemengteile aus; nur wo sie an Grundgebirge grenzen, gesellen sich gröbere Quarz- und Feldspatstückchen hinzu. Die Sedimente des Oberrotliegenden dagegen sind unmittelbar aus dem Gehängeschutt des kristallinen Gebirges hervorgegangen und haben meist nur einen kurzen Weg zurückgelegt. Das Grundgebirge enthält aber außer Quarz und Feldspäten noch ziemlich viele eisenhaltige Mineralien (Biotit, Hornblende, Augit u. a.), welche erst bei längerem Transporte vom Wasser völlig zersetzt und ausgelaugt werden; auch verliert sich mit der Entfernung vom Grundgebirge der Feldspatgehalt immer mehr und geht in Ton über. Während eine intensiv rote Färbung auch in anderen Ablagerungen nicht selten vorkommt und dort mitunter als Zeichen von Wüstenklima aufgefaßt wird, ist ein hoher Eisengehalt bei gleichzeitiger Anwesenheit von viel Feldspat bezeichnend für grundgebirgsnahe Absätze. Eigentliche Arkosen (Feldspatsandsteine) und Granitosen trifft man daher fast

nur an den Rändern der kristallinen Gebirge, ohne daß sie hier zeitlich auf bestimmte Formationen beschränkt sind.

Wenngleich nun solche auffallend rote, feldspatreiche Gesteine im Rotliegenden besonders häufig sind, so wäre es doch falsch, auf Grund dieser Merkmale von irgendwelchen Schichten zu behaupten, daß es sich um Bildungen der Permzeit handeln müsse. Hingegen kann die Folgerung, daß wir Gesteine vor uns haben, welche ähnlich wie die terrestrische Fazies des Rotliegenden am Rande eines Grundgebirges als fluviatile Ablagerungen entstanden sind, allgemeinere Gültigkeit beanspruchen.

Es bleibt indessen die weitere wichtige Frage zu beantworten, ob die gleichen Ursachen, welche die Entstehung solcher Rotliegendsedimente veranlaßten, auch in späteren Epochen noch eintreten konnten. Im Perm war es die kurz vorhergehende Aufrichtung der karbonischen Hochgebirge, welche den atmosphärischen Gewässern Gelegenheit schuf, ungeheure Schuttmengen bergab zu führen. Mit der allmählichen Auffüllung der Mulden, z. B. zwischen Fichtelgebirge und Spessart, wurde auch das Gefälle der Flüsse geringer, und deshalb blieben im Oberrotliegenden die Geröllmassen unmittelbar vor den Gebirgen liegen als weniger sortierte, eisen- und feldspatreiche Konglomerate, wie wir sie besonders in den Buchten des Grundgebirges noch antreffen.

Ganz dieselben Bedingungen zur Ablagerung solcher fluviatiler Gesteine kamen wieder zustande durch Aufwölbung der tertiären Kettengebirge; diese führte zur Ausbreitung enormer Massen von Gebirgsschutt, z. B. im Gebiete der bayrischen Hochebene als tertiäre und quartäre Schichten. Doch sind diese jüngeren Faltengebirge noch zu hoch und zu steil, um die Gerölle am Fuße ihrer Vorberge absetzen zu können; das Stadium des Oberrotliegenden erscheint also hier noch nicht erreicht.

Es sind aber auch derartige gewaltige Gebirgserhebungen gar nicht vonnöten, um die Bildung ähnlicher Schichten zu veranlassen; schon kleinere Ursachen reichen hin zur Entstehung von Sedimenten, welche zwar nicht ihrer Masse, wohl aber ihrer Beschaffenheit nach jenen permischen Absätzen entsprechen.

Man denke sich eine jüngere Tafellandschaft den Rand eines kristallinen Gebirges begrenzen; aus irgendwelchem Anlasse entstehe in nächster Nähe eine Verwerfung von 500 bis 1000 m Sprunghöhe. Es ist dann klar, daß das

Gefälle der Zuflüsse sich um so mehr verstärken wird, je tiefer das Vorland gegen das Grundgebirge absinkt. Die Wirkung muß hierbei dieselbe sein, wie wenn der Gebirgsstock in gleichem Maße, etwa durch Auffaltung, gegen das Vorgelände gehoben worden wäre. Es wird alsbald eine sich steigernde Erosionstätigkeit einsetzen, welche den auf dem Grundgebirge angehäuften Verwitterungsschutt wegräumen und in der entstandenen Senke ablagern wird. Ist das Grundgebirge wie damals zur Zeit des Oberrotliegenden seiner Glimmerschieferhülle schon beraubt, so werden neben mittelkörnigen Gneisen auch gröbere Augengneise, Kristallgranite und außerdem zahlreiche Quarzgänge Material liefern, aus dem sich nur gröberkörnige Gesteine bilden können. Da hierbei nicht bloß viel Feldspat, sondern auch eisenreiche Mineralien miteingeschwemmt werden, wird ein großer Teil dieser Sedimente stärker rot gefärbt sein, wodurch sie eine unverkennbare Ähnlichkeit mit Gesteinen des Rotliegenden erlangen, so daß in petrographischer Hinsicht eine Verwechslung leicht möglich ist. Um so mehr ist bei der stratigraphischen Bewertung derartiger Schichten Vorsicht am Platze.

Untersuchen wir daher die Lagerungsverhältnisse am Südrande des Bayrischen Waldes nunmehr unter dem Gesichtspunkte, daß die 590-m-Schicht im Unterharthofer Profil kein „Rotliegendes" im Sinne der historischen Geologie sein müsse.

Das Tafelgebirge des Frankenjura zeigt an seinem Ostrande ein allgemeines Einfallen gegen Osten, weil erhebliche Verwerfungen längs des Fichtelgebirges und Bayrischen Waldes das ganze Mesozoikum zum Einsinken brachten; mit der Annäherung an das Grundgebirge wird daher die Neigung stärker, und schließlich stößt man auf widersinnige Lagerung als Anzeichen bedeutender Störungen. Diese meridionalen Abbruchslinien lassen sich bei Regensburg besonders gut erkennen (vgl. Fig. 1).

Wie Brunhuber[7]) genauer nachgewiesen hat, wird das Tal des Regenflusses von einer grabenartigen Versenkung gebildet, wobei indessen gleichaltrige kretazeische Schichten westlich davon erheblich tiefer liegen als im Osten, wo der Rheinhausener Galgenberg mit fast horizontaler Lagerung der Jura-Kreide-Tafel horstartig stehen-

---

[7]) Brunhuber, A.: Die geolog. Verhältnisse von Regensburg u. Umgebung. Naturw. Verein Regensburg, 1917.

geblieben ist. Am Keilstein richten sich dann aber die Sedimente immer mehr auf und schießen zuletzt unter 60—70° nach Westen ein, fallen also steil vom Gebirgs-

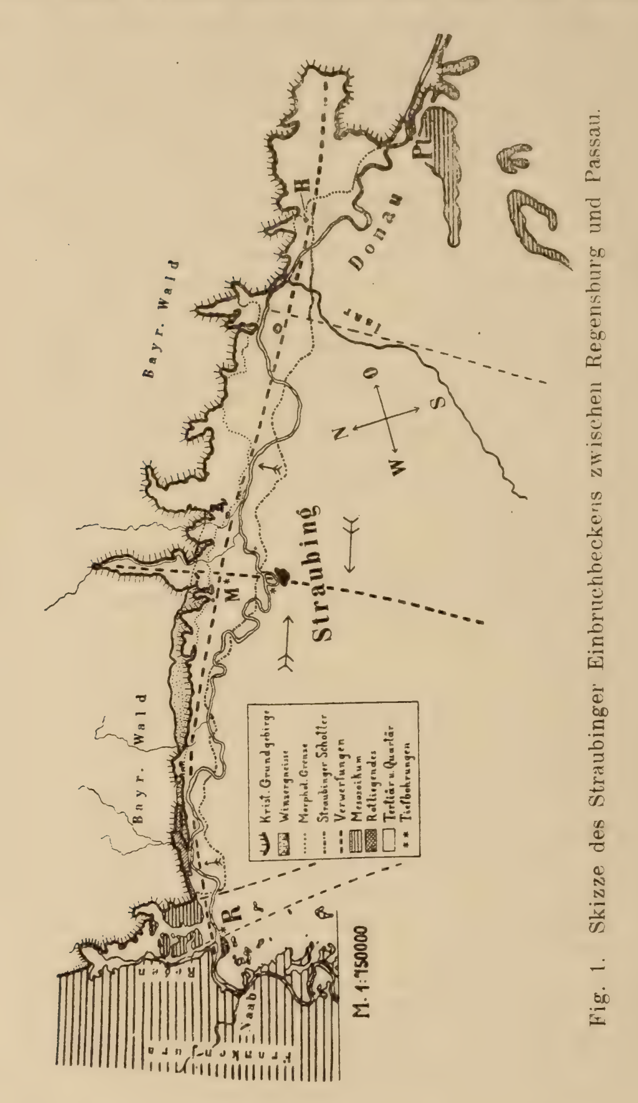


Fig. 1. Skizze des Straubinger Einbruchbeckens zwischen Regensburg und Passau.

rande weg. Außer im Regental treffen wir jedenfalls dort am Keilberg auf eine zweite Hauptverwerfung, welche

bereits von THÜRACH[8]) u. a. als Keilberger Randspalte beschrieben wurde. Eine daselbst bis 100 m unter Tag niedergetriebene Bohrung ergab ferner, daß unter dem als Lias bestimmbaren, an der Oberfläche noch ausstreichenden Horizonte sich Schichten des Keupers in mannigfaltigem petrographischen Wechsel bei steiler Lagerung vorfinden. Aber auch innerhalb des Grundgebirges konnten mit Hilfe der Anzeichen tektonischer Quetschungen weitere Bruchlinien festgestellt werden.

Südlich der Donau hat sich der Strom zwischen Abbach und der Naabmündung in die Juratafel eingeschnitten; gehen wir von hier aus nach Osten, so sehen wir die mesozoischen Sedimente sehr bald unter jüngeren, tertiären und quartären Ablagerungen untertauchen, ohne daß Verwerfungen zunächst nachweisbar wären. Trotzdem muß man auch dort solche annehmen, und zwar die Fortsetzungen der am Nordufer deutlich erkennbaren; denn die Linie, auf welcher die oberste Kreide unter der diluvialen Decke verschwindet, stellt offenbar nicht zufällig die Verlängerung der Keilbergspalte nach Süden dar. Zahlreiche Bohrungen, die im Untergrunde der Stadt Regensburg zwecks Wassergewinnung vorgenommen wurden, haben diese Vermutung hinreichend bestätigt. Wie die von BRUNHUBER zusammengestellten Profile erweisen, senkt sich das Mesozoikum in unregelmäßigen Staffeln nach Osten. In der am weitesten östlich der Stadt angesetzten Bohrung wurde sogar in 72 m Tiefe das Tertiär noch nicht durchstoßen, letzterer Punkt liegt eben schon jenseits der Regentalspalte. In noch bedeutenderer Tiefe muß das Mesozoikum östlich der Keilbergspalte lagern.

Ferner ergibt sich ohne weiteres aus den Höhenverhältnissen, daß auch zwischen dem Nord- und dem Südufer der Donau bei Regensburg eine beträchtliche Verwerfung liegen muß, denn südlich des Stromes finden wir die gleichen kretazeischen Horizonte gegenüber der Nordseite erheblich abgesunken. Deshalb kann der Steilrand, welcher von der Einmündung der Naab das linke Donauufer bildet und bei Tegernheim von einem ebensolchen Steilabfall des Grundgebirges abgelöst wird, nicht bloß durch die Erosionstätigkeit des Flusses bedingt sein. Nach BRUNHUBERS Be-

---

[8]) THÜRACH, H. u. v. AMMON: Übersicht d. Verwerfungen im nördlichen Bayern, in v. GÜMBEL Geogn. Beschr. d. Fränk. Alb., 1891.

obachtungen kann die gesuchte Abbruchslinie nur knapp am Fuße der Höhen, also etwa unter dem jetzigen Donaubette streichen, d. h. parallel der damit geschaffenen morphologischen Grenze zwischen den nördlichen Tafelbergen und der südlichen Verebnung. Die Sprunghöhe dieser schon von GÜMBEL u. a. als Donautalspalte benannten Verwerfung beträgt bei Regensburg noch mindestens 50 m; während sie sich gegen Westen auffallend rasch im Frankenjura zu verlieren scheint, wird sie gegen Osten immer deutlicher und mächtiger, denn infolge der senkrecht dazu verlaufenden Abbrüche muß auch die Donaurandsenke allmählich, d. h. in treppenartigen Absätzen, tiefer werden. Das Muldentiefste dürfte beiderseits einer als Kinsachtalspalte zu bezeichnenden Verwerfung in der Gegend von Straubing liegen. Weiter nach Osten steigt die Oberfläche der Kreide ebenso staffelförmig wieder aus der Senke empor und südlich von Osterhofen treffen wir bereits vereinzelte Schollen der zutage ausgehenden kretazeischen Schichten.

Daß die Sedimenttafel von Jura und Kreide unter der ganzen Donauebene durchzieht, beweisen nicht nur die Ergebnisse der Straubinger Bohrungen, sondern auch die vereinzelten Schollen von Mesozoikum, welche nördlich und östlich der Senke auftreten. Im „Neuburger Walde" sind an zahlreichen Stellen solche Vorkommen durch Flußeinschnitte entblößt und lassen erkennen, daß unter den quartären Geröllmassen eine zusammenhängende mesozoische Schichttafel ruht. Überdies treffen wir auch jenseits der Donauspalte bei Münster und Flintsbach isolierte Reste von Mesozoikum, welche die Verbindung herstellen zwischen den östlichsten Ausläufern des Frankenjura bei Regensburg und jenen bei Ortenburg unter der Diluvialdecke hervorlugenden Zeugen.

Außerdem läßt der Gebirgsrand, welcher sich als mächtiger Gesteinswall in schwach gekrümmtem Bogen der Donauebene nach Norden vorlegt, schon an seinem geradlinigen Verlauf und der großenteils steilen Abdachung ersehen, daß er nicht etwa den primären Südrand des Bayrischen Waldes darstellt, sondern offenbar einen Abbruchsrand. Allerdings gestaltet er sich morphologisch durch das Einschneiden tiefer Täler und das Vordringen fluviatiler Schotterdeltas etwas mannigfaltiger. Dieser Südrand des kristallinen Gebirges erscheint mir nun dort von besonderer Bedeutung, wo die Kinsach mit stark verbreitertem Tale

aus den Bergen tritt. Es hat bereits KRANZ[9]) darauf aufmerksam gemacht, daß jene auffallend gerade und tief einschneidende Bucht eine tektonische Ursache haben könnte, und er vermutet, daß an dieser Linie der westliche Vorsprung des Massivs zwischen Donau und Chamer Bucht abgerissen sei. Doch halte ich diesen Einschnitt für auf andere Weise entstanden; in der Richtung des Kinsachtals dürfte nämlich diejenige Hauptverwerfung liegen, welche die mesozoische Tafel so tief einsinken ließ, daß die Kreide hier fast 700 m unter Tag ruht. Gegen die Kinsachspalte müssen dann die Jura-Kreide-Schichten von beiden Seiten mehr oder weniger steil einfallen; sie liegt auch ungefähr in der Mitte zwischen den beiderseits durch auftauchende Kreideschollen gekennzeichneten Rändern der Senke. Wie aber im Westen mehrere Bruchlinien nachgewiesen sind, dürften auch im Osten einige Spalten ein stufenweises Abbrechen gegen die Straubinger Hauptvertiefung bedingt haben. Indessen ist über Zahl und Richtung aller dieser zur Donauspalte senkrechten Verwerfungen bis jetzt nichts genaueres bekannt; aber sehr wahrscheinlich konvergieren sie alle nach Süden.

Die Tiefbohrungen haben ferner ergeben, daß näher dem Grundgebirge bzw. der Donauspalte die Oberfläche der Kreide erheblich tiefer liegt als in geringer Entfernung davon; denn bei Unterharthof wurde sie 697 m unter Tage, bei Straubing in nur 425 m Tiefe angetroffen. Der Abstand zwischen beiden Aufschlüssen beträgt etwa 4 bis 5 km. Diese Tatsache läßt sich wohl am besten mit ROTHPLETZ durch die Annahme erklären, daß mit der Annäherung an die Verwerfung die Neigung der Schichtentafel rasch zunimmt, so daß unmittelbar vor der Bruchlinie die größte Tiefe zu suchen ist. An der Spalte selbst werden die Schichtköpfe wohl wieder etwas nach oben geschleppt sein. Jedenfalls genügt solch stärkeres Einschießen des Mesozoikums gegen die Donauspalte, um das Auskeilen der bei Unterharthof 590 m mächtigen Einlagerung von „Rotliegendem" zu verstehen.

Nach den gemachten Voraussetzungen sind aber auch alle Bedingungen gegeben für die Möglichkeit der Entstehung jenes angeblichen Perms als Einschaltung zwischen Kreide und Tertiär, ohne daß es komplizierter Überschie-

[9]) KRANZ, W.: Die Keilberger Randspalte. Geogn. Jahresh., Bd. **24**, 1911, S. 259—262.

bungen bedürfte. Denn die Sedimenttafel senkt sich nicht bloß von W und O gegen die vermutete Kinsachspalte, sondern es ist auch eine beträchtliche Neigung des Mesozoikums von S gegen N nachgewiesen.

Sicherlich sind sowohl die Donauspalte als auch die dazu senkrecht streichenden Bruchlinien zu ungefähr derselben Zeit entstanden. Je stärker aber das mesozoische Flachland an diesen Verwerfungen in die Tiefe sank, um so mehr vervielfachte sich das Gefälle der vom Gebirge gegen die Mulde hinstrebenden Gewässer. Dies hatte zur Folge, daß sie nicht nur ihr bisheriges Tal vertieften, sondern sich auch immer weiter rückwärts in die Berge einsägten. Von den größeren Bächen übertrug sich dann fortschreitend das erhöhte Gefälle auf die kleineren Zuflüsse, bis schließlich der dem alten Rumpfgebirge auflagernde Verwitterungsschutt in Bewegung kam und bergab wanderte. Wegen des bedeutenden Gefälles suchten jene Gebirgsflüsse ihren Weg auch möglichst gerade zu nehmen, und der Umstand, daß gerade hier am Südrande so viele Flußtäler auffallend gerade in das Gebirge einschneiden, erscheint mir vor allem durch jenes tektonische Ereignis mitbedingt. Überdies kam für solche Zuflüsse wegen der Kürze des Weges und des steilen Fallens nur ein Oberlauf innerhalb des Gebirges in Frage, sie führten daher das ganze mitgeschleppte Material dem neugebildeten Becken zu, welches sich naturgemäß rasch zu einem See auffüllte. In diesen breiteten die Bäche ihre Schotterdeltas aus. Wie dies auch heute noch in unmittelbar den Gebirgen vorgelagerten Seen geschieht, konnte erst dort eine stärkere Sortierung des transportierten Gebirgsschuttes stattfinden. Zunächst am Rande der Senke kamen die gröbsten Schotter zum Absatze, die Kiese und Sande breiteten sich radial aus und die tonigen Bestandteile sanken zu äußerst nieder. Infolge oftmaligen Wechsels in Richtung und Stärke der Zuflüsse innerhalb des Beckens gelangten dann Konglomerate, Sandsteine und Tone mehrmals übereinander zur Sedimentation. Auch dürfte die Senke nicht mit einem Male so tief eingebrochen sein, sondern eine öftere Vertiefung erfahren haben.

Außerdem war die Verwerfungssenke nicht gleichmäßig, sondern einseitig gebildet; denn entlang der Donauspalte mochte die Sprunghöhe 700 bis 800 m betragen, während sich die Mulde nach S bald verflachte. So konnten sich am Fuße des Grundgebirges und vor allem im Becken-

tiefsten an der Kinsachspalte fluviatile Schichten von 600 m Mächtigkeit aufbauen, um sich nach außen bald zu verlieren. Mit Rücksicht auf solche Entstehungsweise der Senke läßt sich ferner vermuten, daß nicht bloß bei Straubing, sondern längs der ganzen Donaurandspalte sich derartige terrestrische Ablagerungen hinziehen, bald mehr nach S vorgreifend, bald gegen das Gebirge zurückweichend. (Vgl. Fig. 1.)

Aus vorstehenden Erörterungen folgt, daß die von Rothpletz in den Straubinger Bohrungen nachgewiesene 590-m-Schicht durchaus kein wirkliches „Rotliegendes" sein muß. In Anbetracht der Einschaltung zwischen Kreide und Tertiär, welche allem Anscheine nach eine normale und konkordante ist, möchte ich sogar behaupten, daß fragliche Bildung kein „Rotliegendes" sein kann; „aber", wie Kranz (a. a. O. S. 235) bemerkt, „wir stehen im Zeitalter der tektonischen Überschiebungsidee, und wo abnorme Lagerungsverhältnisse vorliegen, nimmt man a priori lieber diese Ursache an, als andere einfachere Deutungen".

Außerdem erscheint es sehr zweifelhaft, ob die Trennung von Tertiär und „Rotliegendem" durch Rothpletz an der richtigen Stelle vorgenommen wurde. Abgesehen von den kohlehaltigen Schichten weist nämlich das Tertiär im Straubinger Bohrloch ähnliche Gesteine auf wie sein Liegendes im Unterharthofer Aufschlusse, und zwar Sande, Tone und Quarzsandsteine.

Typische Bruchstücke von Rotliegend-Arkosen fanden sich in letzterem erst von 248,4 m an abwärts; Kranz nimmt deshalb die fragliche Grenze bei etwa 250 m von Tag her an. Es könnten aber sehr wohl noch weitere Schichten des oberen Teils jenes vermeintlichen Perms dem unteren Tertiär zuzustellen sein, denn mittelmiocäne Ablagerungen, welche im O des Einbruchsfeldes eine große Verbreitung besitzen, scheinen in diesem selbst gänzlich zu fehlen oder sie wurden wegen ihres abweichenden Gesteinscharakters nicht als solche erkannt. Daher dürften die terrestrischen Bildungen bei Straubing den östlicheren marinen Sedimenten sogar gleichwertig sein. Jedenfalls muß in Hinsicht auf die Entstehungsweise der „Straubinger Schotter", wie wir jenes „Rotliegende" vorläufig nennen wollen, der Donaueinbruch im frühen Miocän erfolgt sein[10]).

---

10) Vgl. hierzu: Reek, Hans, Zur Altersfrage des Donaubruchrandes, Zentralbl. f. Min., 1912, S. 340—345.

Rothpletz hielt es ferner für notwendig, statt einer einzigen Donautalspalte deren zwei anzunehmen, eine ältere und eine jüngere, vor allem, um damit die Lagerung der Juracholle bei Münster zu erklären. Aber ebenso wie seine vermutete Überschiebung ist auch eine doppelte Verwerfung entbehrlich; die Donaubruchlinie genügt, um alle Störungen in Zusammenhang zu bringen. Was die am Buchberg bei Münster anstehenden Jurarelikte betrifft, so fallen sie nach Ammon[10a]) stark nach SW. ein; am Helmberg daselbst sind sie fast senkrecht aufgerichtet und sollen sogar teilweise Faltungserscheinungen aufweisen. Doch faßt man besser mit Kranz die Lagerung der Schollen bloß als Verstürzungen auf; denn da nach dem Einbruche der Schichttafel längs der Donauspalte, welche sicherlich unmittelbar vor Münster vorbeizieht, die am Gebirgsrande hängen gebliebenen Jurashollen sozusagen in der Luft hingen, mußten sie ebenfalls früher oder später am Gehänge abrutschen, zumal die in ihrem Liegenden festgestellten Sande und Letten des Keupers leicht unterspült werden konnten. Dabei zerbarsten naturgemäß die Jura-Kreideschichten und verstürzten. Auch die angeblichen Faltungen sind jedenfalls nur starke Stauchungen, durch den Druck der aus labiler Lagerung abgeglittenen Massen entstanden. So bieten diese exponierten mesozoischen Reste tektonisch nur das Besondere, daß sie gleich den Spitzen der isolierten Granithügel bei Oberaltaich, Natternberg u. a. deutliche Wegweiser sind für die Richtung des Donaubruches.

Trotzdem lassen gewisse Beziehungen der Donauspalte zu älteren tektonischen Linien erkennen, daß sie in ihrem Verlaufe schon länger vorgezeichnet war, ehe die alpine Zerrung das Vorland zum Einsinken brachte; vielleicht war die Bruchlinie selbst schon vorhanden und wurde erst zu Beginn des Tertiärs zu solch erheblicher Verwerfung, als das Ausbrechen von Ergußgesteinen hier wie anderswo unter der Erdrinde Raum schuf zum Einsinken der äußersten Erdschale. Denn die Parallelität der Donauspalte zum Quarzgange des „Pfahls“ fällt sofort in die Augen; denken wir uns dieselbe dort, wo sie sich in der Diluvialbucht von Hengersberg zu verlieren scheint, nach SO fortgesetzt, so trifft sie unterhalb Passau wieder auf das Flußtal der Donau, welche auf dieser Strecke das Grundgebirge nach S zu umgehen suchte. Zwischen beiden Punkten er-

[10a]) v. Ammon, L.: Die Juraablagerungen zwischen Regensburg und Passau. München 1875.

kennen wir eine auffallend geradlinige Grenze, gebildet von einem nördlicheren Granitmassiv und einer südlicheren Gneiszone, die einer alten Bruchlinie entsprechen könnte. Auch unterhalb Passau folgt die Donau bis Linz einer Geraden, welche den Stockgranit im N von Gneis im S scheidet. Auf diesen Parallelverlauf zum „Pfahl" als dem Pfeil der herzynischen Richtung weist auch R. LEPSIUS in seiner Geologie Deutschlands hin.

Weitere Beziehungen bestehen offenbar zwischen dem Donauabbruche und der von GÜMBEL als Winzergneis bzw. -granit benannten Gesteinszone; diese ausschließlich am Südrande des Gebirges auftretende Varietät stellt insofern eine von den übrigen kristallinen Massen abweichende Entwicklung dar, als sie stark zertrümmert und infolge davon durch die Atmosphärilien intensiver zersetzt ist[11]). Zweifelsohne liegt hier eine spätere Quetschung vor, indem ähnlich wie beim „Pfahl" durch gewaltigen Seitendruck an einer Spalte das Nebengestein zermalmt wurde. Am „Pfahl" wurde die Kluft durch aufsteigende heiße Qellen mit Kieselsäure ausgefüllt und auch die gelockerten Nebengesteine vollständig mit Quarz ausgeheilt. Am Donaurande ist wohl der entsprechende Quarzgang mit in die Tiefe gebrochen, falls hier überhaupt der analoge Vorgang stattgefunden hat. Beachtenswert ist immerhin, daß auch vom Südrande weg zahlreiche Quarz- und Hornsteingänge nach N streichen. Jedenfalls stellen die Winzer-Granitgneise eine den „Pfahlschiefern" ähnliche Bildung mit allen Merkmalen tektonischer Quetschung dar. Wahrscheinlich fand aber diese Pressung erst statt, als sich die emporwölbenden Alpen auf den Südrand des Bayrischen Waldes als Widerlager stützten. Später ließ der alpine Druck nach oder ging sogar in eine Zerrung über, wodurch der Südflügel der Donauspalte zum Abreißen und Einsinken kam[12]). Die Richtung dieser Verwerfung war indes bereits durch jene tektonischen Linien vorgezeichnet, welche nach E. SUESS als riesige Grundzüge herzynischer Dislokationen im südlichen Bayrischen Walde erscheinen.

Während sich nunmehr das Straubinger „Rotliegende" nicht als permische, sondern als tertiäre Bildung darstellt,

---

[11]) RIES, A.: Das krist. Gebirge am Donaurand d. Bayrischen Waldes. Ber. d. naturw. Ver. Regensburg, H. 9 (1903), S. 110—118.

[12]) Vgl. auch GÜMBEL, C. W.: Geologie von Bayern. II. Bd. Kassel 1894, S. 371.

sind die am Südrande des Gebirges bei Donaustauf vorkommenden Schichten von paläozoischem Alter. In einer schmalen Bucht trifft man dort terrestrische Ablagerungen von stellenweise recht erheblicher Mächtigkeit, in deren Liegendstem sich sogar kohlehaltige Lagen vorfinden, welche von GÜMBEL als dem Postkarbon zugehörig bestimmt wurden. Dieses Vorkommen zeigt uns hier einen alten Gebirgsrand des Bayrischen Waldes, der unter dem Frankenjura hinweg wohl mit der nächstgelegenen Scholle von Rotliegendem in der Bucht von Schmidgaden in Verbindung steht. Dagegen fehlen am Südrande des Massivs nach O weitere Spuren von Perm, weil infolge des Donauabbruches entsprechende Schichten samt den etwa vorspringenden Gebirgszacken in die Tiefe gesunken und von jüngeren Sedimenten bedeckt sind.

Im Anschlusse an das Donaustaufer Rotliegende treten nun aber wieder ähnliche klastische Bildungen auf, welche scheinbar die Fortsetzung um die Grundgebirgsecke bei Tegernheim darstellen und bisher ebenfalls als Perm angesprochen wurden. Doch hat selbst ROTHPLETZ (a. a. O. S. 179) die Zugehörigkeit dieser Ablagerungen zum Rotliegenden bezweifelt. Es handelt sich hier um einen schmalen Streifen von Gesteinen, welche der Keilberger Randspalte entlang S—N streichen. Nachdem der Keuper größtenteils mit abgesunken ist, erscheint es sonderbar, daß ein so schmales Stück Perm stehen geblieben sei; der auffallend geradlinige Verlauf der Spalte läßt eher annehmen, daß ein Teil des kristallinen Grundgebirges mit abgebrochen ist. Da nur Granitgrus (granitischer Sandstein) von relativ grobem Korn und roter bzw. bunter Farbe in Betracht kommt, gewährt die petrographische Beschaffenheit keinen sicheren Anhaltspunkt für das Alter dieser Bildungen. An einer so beträchtlichen Abbruchslinie darf man wohl mit Recht nach einer Art Kluftfüllung oder einem Gangletten vom Habitus eines Mylonits suchen; denn besonders auf Spalten innerhalb kristalliner Gesteine trifft man meist Brekzien, welche Gesteinen des Rotliegenden einigermaßen ähnlich sind, weil sie ja wie diese unmittelbar aus der Zertrümmerung des Primärgesteins hervorgegangen sind. Da in solche Verwerfungsklüfte auch die Atmosphärilien leichter eindringen, findet eine stärkere Zersetzung der eisenhaltigen und feldspätigen Mineralien, also eine Verlettung, statt. Jedenfalls konnten durch gegenseitige Zerreibung und Ineinanderknetung von granitischem

Material und Sandsteinen Klastika vom Aussehen eines echten Rotliegenden entstehen. Die steile Wand an der Ostseite der Tongrube des Tegernheimer Kellers, in welche nach BRUNHUBER vereinzelte Stücke von Angulatensandstein eingepreßt sind, stellt wohl die östliche, stehengebliebene Gangwand dar, an der das Mesozoikum abgebrochen ist. Abgesehen von der Partie am Ausgange der Tegernheimer Schlucht, welche noch zu dem Donaustaufer Komplexe gehört, erscheint mir der schmale Streifen von „Rotliegendem" längs der Keilbergspalte als eine echte Verwerfungsbrekzie, hervorgegangen aus der Zerreibung der abgerutschten und geschleppten Keupersandsteine und -tone einerseits, andererseits aus der Zerquetschung und Verruschelung des Granitgebirgsrandes.

Große Massen von zweifellosem Perm trifft man am Westrande des Bayrischen Waldes, so in der Bucht von Hirschau, Weiden und Erbendorf. Aber auch hier mag an manchen Stellen Vorsicht geboten sein, einerseits, um jüngeren Granitschutt nicht für Rotliegendes anzusprechen, andererseits, um abgeschwemmtes Perm richtig als Quartär zu bezeichnen. In der Bucht von Hirschau—Schnaittenbach liegt eine eigenartige Austiefung vor, indem der Keuper zwischen dem terrestrischen Perm und dem kristallinen Grundgebirge muldenförmig eingesenkt erscheint. (Fig. 2.)



Fig. 2. Skizze der Verwerfung Ehenfeld-Neudorf.

Zwischen dem westlichen Vorsprung des Granitgebirges bei Luhe und dem Jura bei Freihung zieht sich ein mächtiger Rücken von Oberrotliegendem hin, der weithin die Umgebung überragt. Nach N dacht sich dieser geschlossene Höhenzug flach ab, fällt hingegen im S mit jäher Böschung gegen die Schnaittenbacher Keuperebene

ein. Bei dem ziemlich geradlinigen Verlauf des Steilrandes liegt es nahe, hier an einen Abbruchsrand zu denken, und bereits Thürach nahm hierfür eine Verwerfung an. Er vermutete einen westöstlichen Querbruch zwischen Leuchtenberg und Ehenfeld. Unter dieser Voraussetzung müßten freilich die Bewegungen an der Spalte von ungleicher Art gewesen sein; denn von Leuchtenberg bis Luhe erweist sich das Perm als abgesunken, während zwischen Luhe und Freihung das Mesozoikum von der Senkung betroffen erscheint. Tatsache ist, daß am ganzen Gebirgsrande vom Thüringer Walde bis zur Gebirgsecke bei Luhe und weiterhin bis Regensburg die Trias, aber auch das Rotliegende überall mehr oder oder weniger steil vom Grundgebirge wegfallen infolge von Randverwerfungen, in einiger Entfernung davon freilich rasch wieder horizontale Lagerung einnehmen. Auch bei Luhe sieht man in einem Hohlwege nur wenige Meter vom Granit weg eine dünne Bank von feinkörnigem, glimmerreichen Sandstein fast vertikal anstehen. Leider weisen gerade die Sedimente des Oberrotliegenden so wenige feste Gesteinsbänke auf, die als Leithorizonte dienen könnten, daß behufs Feststellung der Lagerungsverhältnisse solcher Permschollen meist Schwierigkeiten entstehen.

Rothpletz läßt die hier zweifellos vorhandene Bruchlinie statt geradeaus nach S abweichen und sich im Grundgebirge bei Wernberg verlieren; doch hat diese Annahme dadurch wenig Wahrscheinlichkeit für sich, als die Verwerfung beim Orte Neudorf noch deutlich die Richtung nach O aufweist. Unmittelbar hinter genanntem Dorfe ist die tektonische Linie von einem Wasserrisse quergetroffen.

Hier sieht man an der einen Seite einen helleren, gelblichweißen Sandstein, welcher den Anstieg aus der Keuperebene bildet, in ziemlich normaler Lagerung. Daran stößt gegen N unvermittelt der charakteristisch tiefrote Komplex des Perms, welcher in gleicher Fazies als Konglomerate, Arkosen und Tone den ganzen Höhenrücken bildet. Wie hier, ist auch entlang der Spalte der Gegensatz im petrographischen Habitus der älteren und jüngeren Gesteine sehr deutlich ausgeprägt.

Aber nicht nur hart nebeneinander liegen die nach Korn und Farbe so unterschiedlichen Sedimente, sondern solch intensiv rotes Material bedeckt auch noch den Keupersandstein von N her, so daß man zunächst an eine Überschiebung denken könnte, wobei das Perm auf die

Trias hinübergelegt wäre. Doch ergibt die genauere Untersuchung, daß die übergreifenden Schichten von Rotliegendem nicht verfestigt, sondern lockeres Gestein sind; nach dem Aufschlusse dürfte die Verwerfung fast vertikal stehen, so daß eine Überschiebung nicht der Fall sein kann. Doch läßt sich das Übergreifen des Perms über den Keuper leicht als eine sekundäre Erscheinung deuten. Offenbar muß der Fuß des steil ansteigenden Bergrückens als die Linie gelten, an welcher die Trias gegen das Rotliegende abbricht, diese sofort in die Augen fallende morphologische Grenze bildet aber eine gerade Strecke zwischen Luhe und Ehenfeld. Dagegen weist die GÜMBELsche Karte 1:100 000 hier eine stärker gekrümmte Kurve mit nach S vorspringenden Lappen auf. Indessen sind die oberflächlich in den Keuper vorgeschobenen Partien eben nicht festes Gestein, wie es der Höhenzug in seinen tiefeingefurchten Tälern zeigt, sondern lockere Anschüttungen dieser Rinnsale. Infolge der beträchtlichen Senkung — der Bergrücken überragt die südliche Verebnung noch jetzt um durchschnittlich 100 m — hob sich das Rotliegende als steile Mauer vom Vorgelände ab. Die sich dadurch bildenden Gewässer mußten wegen des starken Gefälles eine erhebliche Stoßkraft entwickeln; daher die kurzen, aber umso tiefer eingerissenen Täler am Südabhange. Das aus den Schluchten erodierte Material breitete sich, da wegen des beschränkten Zufluß- und des mangelnden Quellengebietes die Transportkraft nur untergeordnet ist, jenseits der Spalte auf dem Keuper aus. Diese jungen Schotterdeltas, welche den Eindruck erwecken, als ob die Verwerfung weiter südlich zu suchen wäre, weisen allerdings noch das auffallendste Merkmal jener Permscholle, die rote Färbung, auf, sind aber doch quartäre Absätze.

Im Vorausgehenden sollte an drei Beispielen gezeigt werden, daß bei der Feststellung des Alters von Gesteinen, welche dem „Rotliegenden" gleichen, die Lagerungsverhältnisse von größerer Bedeutung sind als petrographische Merkmale, weil verschiedene Entstehungsmöglichkeiten ähnliche Bildungen liefern können. Vor allem aber galt es, an Stelle der unwahrscheinlichen Annahmen von ROTHPLETZ für das „Rotliegende" im Untergrunde der Donauebene bei Straubing eine einfachere Erklärung zu suchen.

[Manuskript eingegangen am 5. Dezember 1919.]

6. Über Granulatenkreide und Turon bei Rewahl in Pommern.

Von Herrn JOH. BÖHM in Berlin.

Im 41. Band dieser Zeitschrift teilte AUREL KRAUSE[1]) Beobachtungen über das Auftreten kretazischer Bildungen mit, die am Steilufer östlich von Rewahl zutage kommen. Unter Diluvium sind daselbst auf 300 Schritt dunkle Tone mit Glimmerschüppchen, Schwefelkiesknollen, Foraminiferen, feinen Kalkstäbchen, Überbleibseln zerfallener, inoceramenartiger Muscheln, und Ostracoden aufgeschlossen. Nach SCHACKOS Bestimmung weisen die Foraminiferen:

Cristellaria rotulata LAM.
" *navicula* D'ORB.
" *recta* REUSS
Frondicularia angustata REUSS
Gaudryina oxycona REUSS
Ramulina sp.
Globigerina cretacea D'ORB.
" *marginata* D'ORB.
Discorbina ammonoides REUSS
" *(Rotal.) Boueana* D'ORB.
Pulvinulina Partschiana D'ORB.

und Ostracoden:

Cytherella Münsteri RÖM.
Cytherina ovata RÖM.
" *reniformis* BOSQ.

auf Obere Kreide hin. Die Frage, ob die Tone „etwa schon dem Turon angehören", läßt A. KRAUSE offen.

Auf der Rewahl zugekehrten Seite ist nach KRAUSE dem 10 m mächtigen Tonlager eine kaum 1 m starke glaukonitische Mergelschicht zwischengelagert. Diese schließt *Actinocamax westfalicus* A. SCHLÜT., kleine, der *Ostrea hippopodium* verwandte Austern, Bruchstücke von Inoceramen und teilweise in Phosphorit umgewandelte Spongien ein.

---

[1]) A. KRAUSE: Die Oberen Kreidebildungen an der hinterpommerschen Ostseeküste, S. 609—620, 1889.

DEECKE[2]) fand den erwähnten Cephalopoden nicht, jedoch in weißlich-grauem Ton mit knolligen (nicht plattigen) Ausscheidungen, die mitunter etwas Glaukonit enthalten, ein Bruchstück von *Belemnitella mucronata*, das wahrscheinlich der späteren Angabe von *Actinocamax mammillatus (?)* zugrunde gelegt ist[3]). In einem im Museum für Naturkunde zu Berlin aufbewahrten, von A. KRAUSE als *Actinocamax westfalicus* bestimmten Exemplar hat STOLLEY[4]) *Gonioteuthis granulata* BLV. sp. erkannt, während andere nach seiner Angabe als *westfalicus* benannte Exemplare sich als unbestimmbar erwiesen, möglicherweise aber zu *Act. verus* MILL. gehören.

Die von A. KRAUSE beobachtete glaukonitische Mergelbank habe ich gelegentlich eines Besuchs in Rewahl im Sommer 1907 nicht aufgefunden, dagegen hinter der Treppe, die vor dem Gasthof Seeheim zum Strand hinunterführt, in der Steilwand eine unregelmäßig-keilförmig begrenzte Scholle glaukonitreichen Mergels, dem ich eine kleine Fauna, bestehend aus:

Gonioteuthis granulata BLV. sp.
Actinocamax verus MILL.
Ostrea semiplana SOW.
Gryphaea vesicularis LAM.
Rhynchonella sp.
cf. *Leptophragma* sp.
cf. *Tremabolites megastoma* A. RÖM. sp.

entnehmen konnte.

Eine Probe des Mergels hatte Herr Oberlehrer A. FRANKE in Dortmund die Freundlichkeit, auf Foraminiferen und Ostracoden durchzusehen, wofür wie auch für die Erlaubnis, die Liste mitteilen zu dürfen, ich ihm auch an dieser Stelle herzlichen Dank sagen möchte. Herr FRANKE bemerkte noch, daß, wenn auch die Artenzahl nicht so bedeutend, die Individuenzahl um so größer ist, und daß *Rotalina nitida* REUSS besonders zahlreich ist.

---

[2]) DEECKE: Die mesozoischen Formationen der Provinz Pommern. Mittlg. naturwiss. Ver. Neu-Vorpommern-Rügen, Jahrg. 26, S. 45, 1894—1895.

[3]) DEECKE: Einige neue Aufschlüsse im Flözgebirge Vorpommerns und allgemeine Charakterisierung der pommerschen Kreideformation. Diese Zeitschr., Bd. 57, Briefl. Mittlg., S. 23, 1905. — Siehe auch DEECKE: Geologie von Pommern, S. 86, 1907.

[4]) STOLLEY: Über die Gliederung des norddeutschen und baltischen Senons sowie die dasselbe charakterisierenden Belemniten. Arch. Anthrop. Geol. Schleswig-Holstein, Bd. 2, S. 252, 1897.

Polyphragma variabile d'Orb. sp.[5])
**Cristellaria intermedia* Reuss
„ *rotulata* Lam. sp.
* „ *compressa* d'Orb. sp.
**Nodosaria Zippei* Reuss
„ *aspera* Reuss
Marginulina elongata d'Orb.
**Glandulina concinna* Reuss
**Frondicularia* cf. *angulosa* d'Orb.
„ *marginata* Reuss
„ *Cordai* Reuss
Flabellina rugosa d'Orb.
**Polymorphina lacryma* Reuss
**Gaudryina pupoides* d'Orb.
Bulimina Preslei Reuss
„ *intermedia* Reuss
Ataxophragmium variabile d'Orb.
**Truncatulina lobatula* W. et J.
Anomalina ammonoides Reuss
Rotalina nitida Reuss
„ *exsculpta* Reuss
Globigerina cretacea d'Orb.
„ *marginata* Reuss
Bairdia subdeltoidea Münst.
Cythereis ornatissima Reuss
Cytherella Münsteri Röm.
„ *Williamsoniana* Jon.
„ *ovata* Röm.

Der glaukonitische Mergel gehört seinem organischen Inhalt nach somit der Granulatenkreide an.

Am Strandwege von Rewahl nach dem Cäcilienheim taucht der „dunkle, glimmerreiche Ton" in weiteren zwei breiten Kuppen bis fast zur Oberkante des Steilufers empor. Die drei Aufschlüsse stehen wahrscheinlich miteinander unter Tage im Zusammenhang. Bergfeucht fast schwarz, trocken rauchgrau, braust das Gestein, mit Salzsäure betupft, stark, jedoch kurz auf; fingerförmige und kantengerundet-plattige Markasitknollen, deren eine Bruchstücke von *Inoceramus* einschließt, sind eingelagert. Die organischen Einschlüsse sind zumeist zertrümmert, so daß

[5]) Die angesternten Arten wurden von Schacko aus dem Glaukonitmergel bei Rewahl nicht angeführt.

die Gattungsbestimmung mehrfach unsicher bleibt. Kleine und kleinste Schalenfragmente liegen als dünne Häutchen dem dunkelgrauen Untergrunde auf, heben sich durch ihre weiße Farbe ab und geben so dem Gestein ein tigerfellartiges, charakteristisches Gepräge. Plattige Schalenstücke mit senkrechten Kalkfasern gehören der Gattung *Inoceramus* an; ein radial struiertes und konzentrisch gestreiftes Bruchstück deutet auf *Nucula* hin. Zwei Schälchen gehören ihrem Umriß nach vermutlich zu *Leda* und *Corbula*. Die Gastropoden sind durch den Abdruck eines Umgangs von *Trochus*-artiger Form, die Cephalopoden durch einen solchen von *Arietites*-artigem Habitus, die Krebse durch eine *Callianassa gracilis* FRIČ ähnliche Hand und die Fische durch Schuppen von *Beryx Zippei* AG. vertreten. A. KRAUSE[6]) führte ein kleines Fischzähnchen an.

Einen Anhalt zur Feststellung des Horizontes, welchem die kärglich erhaltene Fauna innerhalb der Oberen Kreideformation angehört, bieten drei Exemplare eines im Geologischen Landesmuseum zu Berlin aus dem aschgrauen Kalkmergel mit Markasitknollen aus der Ziegelei von SCHWENZ, östlich von Kammin, aufbewahrten Ammoniten. Sie stimmen in ihrem weit geöffneten Nabel und der eng radialen Berippung mit dem Rewahler Abdruck überein. Eines derselben von doppelter Größe (40 mm Durchmesser) zeigt Knoten auf beiden Enden der Rippen und die Hälfte der Externseite. Alle vier Stücke stimmen vollkommen mit den Zeichnungen überein, welche MEEK[7]) von *Prionotropis Woolgari* (MANT.) gegeben hat.

Unter den von SCHWENZ zahlreich vorliegenden Exemplaren von *Inoceramus labiatus* SCHLOTH. haben drei die papierdünne prismatische und zarte, blättrige Schalenschicht bewahrt. Von dieser rühren die Schalenpartikelchen her, die den Kalkmergel durchschwärmen. Sonach sind die von Rewahl erwähnten Häutchen Reste der inneren Schalenlage; sie wie die faserigen Kalkplättchen gehören sehr wahrscheinlich zu *Inoceramus labiatus* SCHLOTH.

Schließlich ist noch das Vorkommen von Schuppen des *Beryx Zippei* AG., wie bei Rewahl, auch von SCHWENZ zu erwähnen.

---

[6]) KRAUSE: a. a. O., S. 612, Anmerkung.

[7]) MEEK: A report on the invertebrate cretaceous and tertiary fossils of the Upper Missouri Country. Rep. U. S. Geol. Surv. Territ., Vol. 9, Taf. 7, Fig. 1 c, f. 1876.

Auf Grund der petrographischen Übereinstimmung und des Vorkommens von *Prionotropis Woolgari* (MANT.) an beiden Fundorten stehe ich nicht an, den Kalkmergel von Rewahl in denselben Horizont wie den von SCHWENZ, in die Zone des *Inoceramus labiatus* SCHLOTH. zu stellen, dem nach DEECKE[8]) noch diejenigen von Swinhöft bei Misdroy und von Lubmin angehören.

[8]) DEECKE: Geologie von Pommern. S. 73.

Neueingänge der Bibliothek.

ANDRÉE, K.: Geologie des Meeresbodens. Band II: Die Bodenbeschaffenheit und nutzbare Materialien am Meeresboden. Leipzig 1920.

BERG, G.: Zur Genesis und Systematik schlesischer Erzlagerstätten. S.-A. aus: Zentralbl. f. Min., Jahrg. 1920, Nr. 13/14. Stuttgart 1920.

BECK, R.: Zur Erinnerung an BRUNO DOSS. S.-A. aus: Zentralbl. f. Min., Jahrg. 1919, Nr. 17/18. Stuttgart 1919.

BÄRTLING, R.: Die Endmoränen der Hauptvereisung zwischen Teutoburger Wald und Rheinischem Schiefergebirge. S.-A. aus: Diese Zeitschrift Bd. **72**, Jahrg. 1920, M.-B. 1/3. Berlin 1920.

v. BÜLOW, K.: Greifswalds Moore und ihre wirtschaftliche Bedeutung. S.-A. aus: Mitteilungen des naturw. Vereins f. Neuvorpommern und Rügen zu Greifswald. Bd. **46**. 1920. Greifswald 1920.

CROOK, A. R.: Notes on American Museums.

DORN, C.: Bergstürze im Gebiet der Wiesentalb. S.-A. aus: Zeitschrift des Fränkischen Albvereins, „Die Fränkische Alb", Jahrg. VI. Nürnberg.

— Zur Stratigraphie des mittleren und oberen Doggers in der Umgebung von Ebermannstadt. (Nördl. Frankenalb.) S.-A. aus: Sitzungsberichte der physikal.-medizin. Sozietät in Erlangen, Bd. **52/53** (1920/21). Erlangen 1920.

FAURA, M.: Sintesis Estratigrafica de los Terrenos Primarios de Cataluña. Madrid 1913.

— La Muntanya de la Arena o les Dunes de Salon. S.-A. aus: Butlleti de l'Agrupacio Excursionistra. Barcelona 1916.

— Analisis de las Aguas de San Andrés de Tona Mantantial Roqueta. Barcelona 1918.

— Reposta a les observacions del Dr. PARDILLO sobre la Ozoquerita cristallitzada i la Naftalina natural a Catalunya. Butlleti de la Institució Catalana d'Historia Natural, Novembre de 1918. Barcelona 1918.

— Antologia de Naturalistes Catalans M. J. Sr. Dr. D. JAIME ALMERA I COMAS. S.-A. aus: Revista Physis, Publicació déstinada als amies de la Naturalesa. Barc. 1918.

Zeitschrift

der

Deutschen Geologischen Gesellschaft.

B. Monatsberichte.

Nr. 8–10. **1920.**

Protokolle der Hauptversammlung am 14., 15. und 16. August 1920 in Hannover.

Protokoll der Sitzung am 14. August 1920 in der Technischen Hochschule zu Hannover.

Der Geschäftsführer Herr ERDMANNSDÖRFFER eröffnet die Sitzung um 8 Uhr 45 Minuten.

Das Andenken der im Kriege gefallenen Geologen wird durch Erheben von den Sitzen geehrt.

Dann begrüßt er in seiner Eröffnungsansprache die erschienenen Gäste.

Als Vertreter des Rektors und Senats heißt Herr Geh.-Rat HALMHUBER die Gesellschaft in den Räumen der Technischen Hochschule willkommen.

Darauf sprechen Herr Professor Dr. H. PRECHT namens des Niedersächsisch-geologischen Vereins und Herr Professor UDE im Namen der Naturhistorischen Gesellschaft zu Hannover Begrüßungsworte.

Der Vorsitzende Herr POMPECKJ dankt für die freundliche Aufnahme in der Technischen Hochschule, die Begrüßungsworte und für die Vorbereitungen zur Tagung.

Die Wahl des Vorsitzenden für die erste wissenschaftliche Sitzung sowie der Schriftführer wird durch Zuruf vollzogen.

Zum Vorsitzenden wird Herr ERDMANNSDÖRFFER gewählt, zu Schriftführern die Herren EWALD, SCHUH und WETZEL.

Den Vorsitz übernimmt Herr ERDMANNSDÖRFFER und macht zunächst einige die Exkursionen betreffende geschäftliche Mitteilungen.

Herr **SOLGER** spricht über:

Die Geschichte der chinesischen Gebirge.

(Mit 6 Textfiguren.)

Ich verließ Deutschland Anfang 1910 und unterrichtete bis 1913 an der Universität Peking. Währenddessen konnte ich nur die Ferien zu geologischen Reisen benutzen, und ich beschränkte mich deshalb zunächst auf die weitere Umgebung von Peking. Im Jahre 1913 begann dann aber die chinesische Regierung mit der Einrichtung einer geologischen Reichsaufnahme und betraute Herrn TING WEN KIANG und mich mit der Leitung. Ich war in dieser Arbeit 1913 und 1914 in Chili, Shansi, Shantung, Kiangsu, Anhui und Kiangsi und kehrte eben von meiner zweiten Erkundungsreise zurück, als der Krieg ausbrach. Ich ging an die Front nach Tsingtau und kam bei der Uebergabe der Festung im November 1914 in japanische Gefangenschaft, aus der ich im April dieses Jahres wieder zurückgekehrt bin.

So war meiner geologischen Arbeit in China leider ein rasches Ende bereitet. Ich hatte im wesentlichen die Umrahmung der Großen Ebene gesehen. Ich hatte dann während der Gefangenschaft Gelegenheit, meine Beobachtungen zusammen mit denen v. RICHTHOFENS[1]), LOCZYS, BAILEY WILLIS' und BLACKWELDERS, vor allem auch mit der gründlichen Übersicht zu verarbeiten, die TIESSEN und FRECH in den Schlußbänden des RICHTHOFENwerkes über unsere bisherigen geologischen und palaeontologischen Kenntnisse von China gegeben haben.

Das Bild, das sich aus diesem Stoffe formte, soll im folgenden geschildert werden. Es würde vermessen erscheinen, nach so kurzem Aufenthalt in China ein solches Bild entwerfen zu wollen, wenn nicht einerseits so grundlegende Arbeiten wie die v. RICHTHOFENS schon vorhanden wären, die durch LOCZY und die CARNEGIE-Expedition in wichtigen Punkten ergänzt worden sind, und wenn nicht

---

[1]) F. v. RICHTHOFEN, China. Bd. I, Berlin 1877. Bd. II, 1882. Bd. III (herausg. v. Tiessen), 1912. Bd. V (Frech), 1911. Im folgenden zitiert: China I—V.

v. LOCZY, Die wissenschaftlichen Ergebnisse der Reise des Grafen BELA SZECHENYI in Ostasien. Bd. I, 1893.

B. WILLIS, E. BLACKWELDER u. R. H. SARGENT, Research in China. (CARNEGIE-Expedition.) Washington 1907.

das Fehlen jeder stärkeren Gebirgsbildung zwischen dem Präkambrium und dem jüngeren Mesozoikum dem geologischen Problem in China wenigstens in einer Hinsicht eine überraschende Einfachheit gäbe.

Bei der Größe des behandelten Gebietes muß es freilich dahingestellt bleiben, ob nicht genauere Forschungen das Bild wesentlich verwickelter zeigen werden; aber ich sehe die Aufgabe der Wissenschaft darin, aus den jeweils bekannten Tatsachen das einfachste mögliche Gesamtbild zu zeichnen, damit dies weiteren Forschungen zwar nicht als Richtschnur, wohl aber als wesentlicher Inhalt des bisher Erkannten zugrunde gelegt werden kann. Darin liegt die vorbildliche Bedeutung der RICHTHOFENschen Darstellung. In seinem Geiste zu arbeiten hat mir als Ziel vorgeschwebt auch da, wo ich mich von seinen damaligen Anschauungen entfernt habe.

Das Schema, das ich für die Schichten Nordchinas benutze, habe ich schon 1914 kurz dargelegt[2]). Ich wiederhole es hier mit einigen Ergänzungen (siehe Tabelle). Als Ausgangspunkt wähle ich Nordchina und dort die durch ihre weite Verbreitung und leichte Erkennbarkeit ausgezeichnete Gruppe H meines Schemas, RICHTHOFENS[3]) Lung-men-Schichten, Kalkschichten, in denen nahe ihrer Basis mittelkambrische Trilobiten vorkommen. Allgemein verbreitet tritt unter H eine rote schiefrige Schichtengruppe J auf, der ohne ersichtliche Diskordanz H folgt. WILLIS[4]) und BLACKWELDER haben in J in Shantung mittel- bis unterkambrische Fossilien gefunden. Die darunter liegende Schichtengruppe K ist stratigraphisch noch nicht völlig klargestellt. Sie besteht aus mehr oder weniger kieseligen Kalken, enthält keine Fossilien, ist in Shantung nur stellenweise vorhanden, während sonst die J-Schichten unmittelbar auf abradierten präkambrischen Falten liegen, und in Chili glaubt WILLIS[5]) zwischen K und J eine Diskordanz zu finden. So wichtig solche Diskordanz für weitergehende Folgerungen werden kann, so kommt es für den hier vor-

---

[2]) F. SOLGER, Geologische Beobachtungen an der Shansibahn. BRANCA-Festschrift 1914. (Berlin, Bornträger) S. 410—443. (S. 442). Ich habe das ursprünglich für Nordchina bestimmte Schema beibehalten, um nicht Verwirrung in der Bedeutung der Buchstaben herbeizuführen.

[3]) China II, 94.

[4]) Research in China I, 26, 28. II, 40.

[5]) Ebenda I, 136.

Altersstellung der Schichten Nord- und Mitt

Bezeichnungen dieses Aufsatzes		Nord-China: Schichten in Shantung (SOLGER)	Nord-China: Benennungen F. v. RICHTHOFENS			Nord-China: Benennungen der Carnegie-Expediti
A	= Talschichten	Löß aus 3 Perioden, Basaltausbrüche	Dolerit des mongolischen Plateaus			Löß = Huangtu-Form doch älter als letzt Faltung betrachtet
	β					
B		Porphyr. Ergüsse	Yungning-Sdst. ?		v. R. setzt die Gebirgsbildung wesentl. früher	Wön-ho-Kgl. ? Ning-shan-Form.? — Tekton. Auffassung ganz
	γ	Granit- u. a. Intrusionen — Kontakteisenerze	Korea-Granit			Sintai-Form. ?
		Porphyrite u. ä.				
	δ					
C		Sandstein, meist bunt, darin ein fahler Horizont	Flözleere Schicht. d. Miao-ngan-ling	Überkohlensandstein	Metamorph als: Wutai-Schicht., Taku-shan-Sch., Schicht. d. Tschang-shan (Shtg.) ?	
D		Weißer Quarzit, Juraschicht im Schacht v. Fangtse	Futau-Sch. Tatsau-Sch. Taingan-Schichten			
E		Bunte Schichten mit vulkanischen Ergüssen u. Tuffen	Meiling-Sch. Alte Schiefer am Liu-li-ho			
F		Kohlen v. Fangtse, Hung-shan u. a.		Schichten der Anthrazitterrasse		Po-shan-Formation — Shansi Formati
	ζ					
G′	η		Taiyang-Schichten ?			
	ϑ					
G		Kalkstein	Kohlenkalkstein			Sinian: Tsinan-Kalk (Shtg.)
H		Kalksteinschichten mit Oolithen und „Wurmkalken“	Lung-mönn-Schichten (metamorph als Kingsun-Sch. ? (Shtg.)		Sinische Formation	Sinian: Kiu-Jung-Gruppe (Shtg.) — Chaumitien-Sandstein Ku-shan-Schiefer Changhia-K.
J		Tonige rote Schichten	Tung-wönn-Schichten		Sinische Formation	Manto-Schiefer (Fuchou-Series i. Ko
K		Kieselkalke (nur lokal ?)			Sinische Formation	Huto-Series: Tungyü-Kalk — Toutsun-Schiefer — Kalk
	λ					
L	Weitere Diskordanzen	Gefaltete Schichten z. T. mit intrusivem Granit	Gneisgranit			Tai-shan-Komple
Z		Ältere metamorphe Gesteine				

inas nach der Auffassung des Verfassers

Mittel-China				Benennung in anderen Gebieten
Benennungen F. v. Richthofens		Benennungen der Carnegie-Expedition		
Bildung der Tatung-Terrasse; Vulkane von Nanking	Rote Beckenschichten ?			Quartär
Porphyre u. porphyr. Sandst. z. T.; Granite v. Nanking u. a. O.; Eisenerze von Tayeh u. a. O.		Shi-tsüan-Sandstein ?; Granit-intrusionen des Tsin-ling-shan	Hanhai-Schicht.	Tertiär
Porphyre u. porphyr. Sandst. z. T.				Kreide
Kuei-Schichten		Kueichou-Series	Angara-Schichten; Metamorphe Schichten des Han-Systems und des Hei-shui-Systems	Jura
				Trias
Matsukalk	Wu-shan-Schichten Bluffkalk	Wu-shan-Kalk; Anthrazit von Tung-yüan-kou		Perm
aolin-hiefer; Lu-shan-Schiefer; Kohle von Loping	Profil von Tshautien: e, g, h, l, q, r; „Kohlenkalk“ (f)			Karbon
si-hsia-Kalk bei Nanking; Nanking-Sandstein“ z. T.		Sintan-Schiefer		Devon
raptolithen-chiefer und thocerenkalk on Lu-shan (Nanking); „Pagoda-stone“ v. Itshang		Ki-sin-ling-Kalk		Silur
e von Richthofen als sinisch ange-henen Lu-shan-Schiefer und der Matsu-Kalk sind jünger				Kambrium
		Nantou-Tillit	Tsinling-Schists; Kanyüwan-Schists ?	Algonkium
		Huangling-Gneis		Archaikum

liegenden Gegenstand doch vor allem darauf an, diejenigen Diskordanzen hervorzuheben, die auf der Überlagerung abradierter Rümpfe von ausgesprochenen Gebirgen durch jüngere Schichten beruhen, und eine solche Diskordanz liegt über K wohl nicht vor, wohl aber unter dieser Gruppe. Hier liegen z. B. bei Ho lu hsien an der Shansibahn steilgestellte rote Sandsteine, über deren Schichtenköpfen diskordant eine dünne Lage hellen Quarzits und dann die Kieselkalke der Gruppe K folgen. Ich nenne die gefalteten Sandsteine L und bezeichne die Gebirgsbildung zwischen L und K mit λ.

Unter L folgen dann noch metamorphe Schichten, ohne daß die Berührungsfläche mit L genau hätte beobachtet werden können. In Shantung hat Willis in der Umgebung des Tai-shan diese metamorphen Schichten näher studiert und gefunden, daß sie mindestens zwei getrennten Faltungs- und Injektionsperioden angehören. Da das Verhältnis dieser Schichtengruppen nur durch genaue Einzelforschung geklärt werden kann, beschränke ich mich hier darauf, die Schichten soweit zu ordnen, wie es zum Verständnis der Entstehung der heutigen Gebirge notwendig ist. Hierzu genügt es, die nicht metamorphe Gruppe L von einer metamorphen Gruppe Z unterhalb der Diskordanzfläche λ zu unterscheiden. So verwickelt auch die gebirgsbildenden Vorgänge dieser ältesten Zeit gewesen sein mögen, sie haben mit einer vollständigen Abtragung der alten Falten geendet. Wenn vielleicht noch während der Ablagerung der K-Gruppe ein stärkeres Relief im Gelände Nordchinas vorhanden war, so zeigt die allgemeine Verbreitung der Schichten J und H doch schon, daß damals völlige Einebnung aller Gebirge eingetreten war. Der Gedanke, der Richthofen vorschwebte, daß die präkambrische Faltung schon Grundzüge in der Gestaltung Chinas veranlaßt hätte, die später immer wieder bestimmend gewirkt hätten, läßt sich weder beweisen noch widerlegen; denn von dem „Grundgebirge", wie ich alle Schichten unter der λ-Diskordanz zusammenfassend übereinstimmend mit Richthofen nenne, kennen wir zu wenige Stellen, an denen sich seine präkambrische Faltung von etwaigen späteren Faltungen sicher trennen läßt. Diese Trennung setzt voraus, daß die überlagernden Schichten K, J oder H erhalten sind, da sich sonst das Alter der Faltung nicht bestimmen läßt. Daher scheinen mir auch alle Folgerungen abzuweisen, die Ed. Suess aus der Annahme eines „alten Scheitels Eurasiens" zieht, weil

wir für das genauere Alter der tektonischen Vorgänge innerhalb dieses Scheitels so gut wie gar keinen Anhalt haben. Das einzig Gesicherte scheint mir das Bestehen eines Angara-Kontinents seit dem Devon oder spätestens Karbon, wovon noch weiterhin zu sprechen sein wird.

Die Schichtengruppe L würde etwa gleichbedeutend sein mit Richthofens Wutai-Schichten, doch glaube ich, daß alle die von ihm vorläufig zu jenen gestellten metamorphen Schichten überhaupt nicht ins Grundgebirge gehören. Wo metamorphe Schichten nicht normal von K oder J überlagert auftreten, wird immer die Prüfung notwendig sein, ob es sich nicht um Metamorphose durch jüngere Intrusionen handelt. Da eine karbonische Gebirgsbildung in China fehlt, können solche Metamorphosen nur infolge der wohl mit der oberen Kreide einsetzenden jüngeren gebirgsbildenden Vorgänge entstanden sein, und bei deren Besprechung komme ich noch einmal auf sie zurück. Von der Beurteilung der metamorphosierten Takuschan-Schichten in Liaotung hängt auch die stratigraphische Stellung ab, die man dem Yungning-Sandstein[6]) zuweist. Ich halte ihn für tertiär (= B meines Schemas), nicht wie Richthofen für untersinisch, d. h. zu K gehörig.

Die Schichten H—K nannte Richthofen[7]) die Sinische Formation. Willis[8]) will in diesen Namen die Schichten J und K nicht einschließen, dagegen die hangende Gruppe G, den „Kohlenkalk" Richthofens. Daß dieser Kalk nicht altkarbonisch, sondern untersilurisch ist, hat schon Lorenz[9]) gefunden und Willis[10]) bestätigt. Seine Grenze gegen H ist schwer festzustellen und die Willissche Zusammenziehung nach mancher Richtung empfehlenswert. Ich habe beide Gruppen auseinander gehalten auf Grund petrographischer Kennzeichen. G ist ein dickbankiger, dichter bis leicht kristallinischer Kalk von großer Reinheit, H dagegen ist durch Oolithbänke und die sog. Wurmkalke ausgezeichnet. Diese rätselhaften Wurmkalke[11]) oder „intraformational conglomerates", wie die Amerikaner sie nennen[12]), von den Chinesen als „Bambusblätterstein"

---

[6]) China II, 73, 109.
[7]) China II, 73.
[8]) Research in China II, 35, 36.
[9]) Diese Zeitschr., Bd. 57 (1905), S. 447.
[10]) Research in China II, 43.
[11]) China II, 99.
[12]) Research in China, I, 384.

(Dshu-yeh-sh) bezeichnet, erkläre ich folgendermaßen: Die Kalkschichten lagen kurz nach ihrer Bildung noch vor ihrer Verfestigung frei an der Luft, vielleicht wie im Ran von Cutch, zersprangen dabei in flache Schollen, und diese wurden später von neuem Kalkschlamm eingehüllt. Nächstverwandte Vorgänge konnte ich an ausgetrockneten und zersprungenen Tondecken zeitweiser Wasseransammlungen in der turkistanischen Wüste beobachten. Diese Wurmkalke fehlen der Gruppe G.

Über G, also an der oberen Grenze des Untersilurs, folgt eine Diskordanz. In Chili, Shansi und Shantung beginnt die Ablagerung dann erst wieder mit den marine Kalkbänke einschließenden Grenzschichten zwischen Unterem und Oberem Karbon, der Moskauer Stufe. In die Zwischenzeit fallen in West- und Südchina und Zentralasien zwei große Transgressionen, die „Kuenlun"-Transgression des Mitteldevons und die „Tien-shan"-Transgression über dem Kulm. Zwischen G und der nächstjüngeren Schichtengruppe F liegen also eine Regression vor dem Obersilur, eine in den westlichen und südlichen Nachbargebieten nachgewiesene[13]) Transgression vor dem Mitteldevon und eine auch Nordchina betreffende Transgression vor dem Oberkarbon. Da wir diese selben Zeitpunkte in Europa und Amerika als Zeiten wichtiger Gebirgsbildung kennen, so nehme ich sie in mein Schema auf und bezeichne als

ϑ die Diskordanz zwischen Unter- und Obersilur,
η diejenige zwischen Unter- und Mitteldevon,
ζ diejenige zwischen Unter- und Oberkarbon.

Keine dieser Diskordanzen ist in Nordchina so stark, daß man von eigentlicher Gebirgsbildung sprechen könnte. Nur die zum Teil stark grubige Verwitterung der Oberfläche von G läßt die Lücke erkennen und die Tatsache, daß die obersten Schichten von G örtlich verschieden sind.

Über der Lücke beginnt die Schichtenfolge mit der steinkohlenführenden Formation F. Ihre tiefsten Schichten (Moskauer Stufe) zeigen Wechsel von Schiefern, Kohlenflözen und marinen Kalkbänken mit Produktus und Muscheln. Darüber fehlen in Nordchina alle marinen Fossilien. Frech hat auf Grund der in Europa bekannt gewordenen Pflanzenversteinerungen für die nordchinesischen Steinkohlen die Behauptung aufgestellt, sie fänden sich nur im Unterkarbon

[13]) China V, 57.

und im Perm, fehlten aber im Oberkarbon[14]). Ganz abgesehen davon, daß die Zuverlässigkeit unserer Florenbestimmung bei dem Mangel einer gründlichen Bearbeitung der chinesischen Steinkohlenflora kaum zu beurteilen ist, genügen die bisherigen Angaben nicht, um ex silentio das Fehlen der Kohle in einem bestimmten Abschnitt zu schließen. Mein persönlicher Eindruck ist der, daß vom Unterkarbon bis ins Perm hinein dauernd Steinkohlen in Nordchina genau wie bei uns gebildet worden sind. Die von Herrn TING-WEN-KIANG und mir gesammelten Versteinerungen liegen aber leider noch unbearbeitet in Peking.

Für die Gliederung der konkordant über F folgenden durchweg festländischen Schichten (RICHTHOFENS „Überkohlensandstein" u. a.) habe ich, da Fossilien hier im allgemeinen ganz fehlen, eine klimatologische Gliederung durchzuführen versucht, indem ich den Wechsel einerseits bunter, andererseits entfärbter oder grünlich-grauer Gesteine auf einen Wechsel trockner und feuchter Klimate zurückführe[15]). Ich unterscheide dementsprechend b u n t e und f a h l e Sandsteine und Schiefer. Die Horizontierung stützt sich auf die f a h l e n Schichtengruppen, die ich mit den fahlen Gesteinen des nordwestlich von Peking und in Japan kohlenführenden Rhät-Lias und der in Japan (besonders Shikoku) kohlenführenden Unteren Kreide (Ryoseki-Series) gleichsetze. Da Kreidekohle in Nordchina bisher nicht gefunden ist und die ihr entsprechenden Fahlsandsteine nicht immer sicher zu erkennen sind, habe ich nur die Rhät-Lias-Schichten als besondere Formation ausgeschieden und unterscheide also:

E. Bunte Schichten zwischen etwa Mittlerem Perm und Oberer Trias.

D. Fahle Schichten, zum Teil kohlenführend. Die Pflanzenversteinerungen der betr. Kohlenhorizonte pflegen als rhätoliassische angesehen zu werden.

C. Bunte Schichten mit einer mittleren Fahlsandsteinzone. Rechnet man diese der Unteren Kreide zu, so ergibt sich das Ende der konkordanten Schichtenfolge etwa in der Mittleren bis Oberen Kreide.

Ehe ich zu der Frage nach der Datierung der nun folgenden Diskordanz übergehe, gebe ich eine Übersicht über die Gliederung in Mittelchina. Das eigentliche Südchina habe ich persönlich nicht besucht. Ich beschränke

---

14) China V, 259.

15) Vgl. SOLGER, Geol. Beob. a. d. Shansibahn. S. 428, 429.

mich deshalb auf das Yangtsegebiet. Die Schicht H findet sich nirgends am unteren Yangtse, nur in der Schlucht der Yangtseschnellen tritt sie auf. Von dort liegen Angaben v. RICHTHOFENS[16]) und der CARNEGIE[17])-Expedition vor. Die letzteren sind von besonderem Interesse durch die Auffindung altkambrischer bzw. präkambrischer (in der Tabelle zu K gerechneter) Gletscherablagerungen unmittelbar über der Fläche λ. Ich beschränke mich auf den Hinweis auf die Tabelle, in der ich das BLACKWELDERsche Profil mit Nordchina in Parallele gebracht habe. Der Ki-sin-ling-Kalk entspricht hier den Gruppen H und G, umfaßt aber wohl auch noch J und vielleicht Teile von K.

Der Wu-shan-Kalk umfaßt einen Zeitraum, in dem bei Tung-kuan-kou Anthrazite abgelagert sind. Diese Anthrazite und den unter ihnen liegenden Kalk rechne ich zu F, den hangenden Kalk zu E, während die Kueichou-Series durch ihre rhätoliassische Flora D entspricht. Es kann dabei vorläufig nicht darauf ankommen, die Zeit der Grenzen zwischen den einzelnen Gruppen genau in Parallele zu bringen, sondern nur erst ein Schema zu bekommen, in das sich die vorhandenen Ablagerungen einigermaßen übersichtlich einordnen lassen. Der obere Teil der Kueichou-Series gehört sicher schon der Gruppe C an.

RICHTHOFEN[18]) erwähnt auf seinem Reiseweg südlich vom Tsin-ling-shan eine einschneidende Diskordanz, die er der Trias- bis Jurazeit zuschreibt. Die transgredierende Schicht muß der Obere Wu-shan-Kalk (E) sein. Ich hege große Zweifel, ob diese Diskordanz primär ist oder nur als Folge einer Überschiebung auftritt. WILLIS[19]) und BLACKWELDER haben sie weiter östlich nicht gefunden. Da die transgredierende Schicht oberhalb von F liegt, also über einer Schichtengruppe, die sich durch eingeschaltete Kohlenlager außerordentlich als Gleitschicht eignen würde, so möchte ich hier eine Überschiebung aus tertiärer Zeit für das Wahrscheinlichere halten und glaube mich berechtigt, die Diskordanz nicht in mein Schema aufzunehmen, bis sie nicht an einer größeren Zahl von Fundpunkten festgestellt ist. Um ihre Einfügung in das Schema nötigenfalls leicht zu ermöglichen, habe ich ihr den Buchstaben ε vorbehalten und nenne die folgende Diskordanz (über C) sofort δ.

---

[16]) China III, 105 ff.
[17]) Research in China I, 265 ff.
[18]) China II, 614 ff.
[19]) Research in China I, 295.

Die Sintan-Schiefer[20]) machen eine gewisse Schwierigkeit. Sie fallen in die Lücke zwischen G und F. Ich nenne alle Schichten dieser Lücke G′. Ob die Sintan-Schichten diese Lücke aber ganz ausfüllen und ob der Wu-shan-Kalk wirklich der Zeit nach an der Diskordanzfläche ζ beginnt, ist noch unentschieden. Erkennbare Diskordanzen zeigt das ganze Profil nicht, das die CARNEGIE-Expedition von den Yangtseschnellen nordwärts bis in den Tsin-ling-shan hinein verfolgte.

In West-Sztshuan ist durch CREMER[21]) eine jedenfalls altkretazeische Cyrenenschicht aufgefunden worden, die insofern wichtig ist, als damit hier die Gruppe der konkordant über der Steinkohle liegenden Schichten mit großer Sicherheit bis zur unteren Kreide beglaubigt wird. Es sind die sog. Roten Beckenschichten v. RICHTHOFEN[22]). Daneben ist noch eine sehr viel jüngere (pliocäne bis diluviale) Gruppe von Sandstein und Schottern im Roten Becken zu unterscheiden.

Am unteren Yangtse glaubte RICHHOFEN[23]) den „sinischen Schichten" aus petrographischen Gründen einige Gesteine gleichsetzen zu sollen, in denen sich keine Fossilien fanden. Es war der Matsu-Kalk, der Lu-shan-Schiefer und der Tahau-Sandstein. Die Überlegung, daß der Matsu-Kalk, der den Kieselkalken der sinischen Formation petrographisch ähnlich ist, ihnen auch zeitlich entsprechen könnte, knüpfte RICHTHOFEN an die namengebenden Lokalitäten, den Matsu-shan und den Lu-shan südlich von Kiukiang. Indessen ergibt sich dort nur, daß der Matsu-Kalk im Hangenden der Lu-shan-Schiefer liegt. Die Lu-shan-Schiefer konnte ich dagegen durch Pflanzenfossilien weiter abwärts am Yangtse bei Tikiang als zur Gruppe F gehörig feststellen. Der Matsu-Kalk rückt damit in die Etage des oberen Wu-shan-Kalkes (E).

Dagegen scheint mir der Tahau-Sandstein in das scheinbar Liegende der Lu-shan-Schiefer nur infolge tektonischer Verschiebungen gekommen zu sein. Ich halte den Tahau-Sandstein für eine sehr junge Bildung, erst nach den ersten Faltungen der tertiären Zeit entstanden (also zu B gehörig).

Diese Umänderung der Altersbestimmung der bisher sinisch genannten Schichten am unteren Yangtse macht

---

[20]) Ebenda I, 273.
[21]) China V, 222.
[22]) China III, 153.
[23]) China III, 738.

mich auch an der Parallelisierung der Kaolingschichten unsicher, die RICHTHOFEN[24]) für kambrisch hielt. Ich halte sie für Einlagerungen in die Lu-shan-Schiefer und stelle sie vorläufig zur Gruppe F.

Somit verschwinden alle kambrischen Schichten von der geologischen Karte des unteren Yangtse. Die ältesten bisher dort sicher bestimmten Schichten sind der Graptolithenhorizont von Nanking (und der Quarzit in dessen Liegendem?) und der orthocerenreiche sog. „Pagoda-stone“ von Itshang. Sie gehören zeitlich in die Gruppe G. Der darüber folgende, gewöhnlich devonisch genannte „Nanking-Sandstein“ ist dann als G′ zu bezeichnen, und auch der unterkarbonische Hsi-hsia-Kalk wird hierher zu rechnen sein. Im übrigen habe ich bei der Untersuchung der Umgebung von Nanking ein in mancher Hinsicht anderes Bild gewonnen als RICHTHOFEN. Über dem karbonisch-permischen Steinkohlenhorizont F folgen rote Schichten (E), dann ein weißer Quarzit, der in sehr ähnlicher Ausbildung auch in Shantung auftritt und den ich in beiden Fällen als „Fahlsandstein“ in die Gruppe D stelle. Über ihnen liegen rote Schiefer (C), in denen eine eingeschaltete helle Schichtengruppe die Parallelisierung mit den fahlen Sandsteinen der Unteren Kreide nahe legt. Die darauf folgenden „Decksandsteine“ und porphyrischen Sandsteine, die ich in der Umgebung von Wuhu beobachten konnte, liegen offenbar schon über der Diskordanz, die den Beginn der jungmesozoischen Gebirgsbildung bezeichnet. Diese Schichtenfolge läßt keine der Diskordanzen ζ, η, ϑ erkennen. Nur der Fazieswechsel vom Kalk zum Sandstein und wieder zum Kalk unter und über dem Nanking-Sandstein scheint ϑ und η anzudeuten. Eine eigentliche Gebirgsbildung hat in jener Periode dort eben nicht stattgefunden. Dagegen bildet seit F Nord- und Mittelchina deutlich einen Teil des Angarafestlandes, das im Süden durch ein im Permokarbon Fusulinenkalke absetzendes Meer begrenzt wird. Ich selbst habe Fusulinenkalke nicht gefunden. Ihre Verbreitung im Yangtsegebiet ist aber von den verschiedensten Stellen her durch RICHTHOFEN und LOCZY bezeugt.

Hinsichtlich der Schichtenfolge in Südchina verweise ich auf FRECH[25]). An dieser Stelle habe ich nur eine Grundlage für die folgenden tektonischen Ausführungen

---

[24]) China III, 612.
[25]) China V, 14, 33 ff., 58, 98 f., 149 ff., 167, 203, 219.

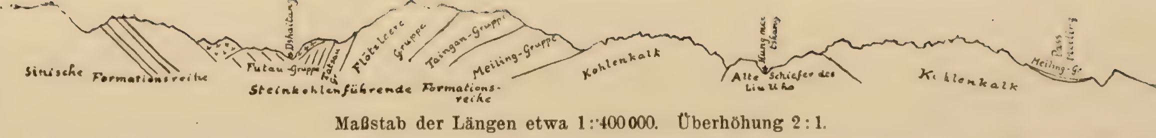
schaffen wollen und gehe nun zu diesen über, indem ich wegen der Parallelisierung der Gruppen K bis C mit den üblichen Formationsbezeichnungen auf die Tabelle verweise.

Ich gründe auf die genannte Schichtenfolge die Arbeitshypothese, daß wir alle tektonischen Störungen in kambrischen und jüngeren Schichten innerhalb des behandelten Gebietes für jünger halten müssen als die Gesteinsgruppe C, so lange zwischen K und C keine stärkeren, einwandfrei primären Diskordanzen nachgewiesen sind. Daraus folgt, daß auch alle Intrusionen und damit aller Kontakthofmetamorphismus, der nicht präkambrisch ist, erst nach C eingetreten sein kann, d. h. wahrscheinlich nicht vor der Mittleren Kreide. Die genauere Datierung dieser Vorgänge wird uns noch beschäftigen. Ich stelle hier nur kurz zusammen, welche Gesteine durch diese Auffassung eine andere Auffassung erfahren als bei Richthofen. Es sind dies die von Richthofen[26]) als zweifelhaft mit den Wutai-Schichten zusammengestellten Schichten vom Taku-shan in Liaotung, vom Tschang-shan und anderen Bergen in Nordshantung und die schon von Willis und Blackwelder[27]) wohl mit Recht als umgewandeltes Mesozoikum gedeuteten metamorphen Schichten im Tsin-ling-shan. Aber auch die Schichten des Wutai-shan selbst möchte ich eher für nachträglich metamorphisierte Schichten der Gruppen F bis C halten als für vorsinisch. Hier gründe ich mich allerdings nur auf die Angaben v. Richthofens und der amerikanischen Expedition, zu deren Deutung ich eigene Beobachtungen aus der Verlängerung der Wutai-shan-Ketten in der Umgebung von Peking heranziehe.

Ich gehe nun zur Tektonik über und möchte einige wesentliche Abweichungen von Richthofen an der Hand des Schichtenprofils südwestlich von Peking besprechen. In Abb. 1 gebe ich Richthofens[28]) Profilzeichnung etwas vereinfacht wieder, darunter in Abb. 2 das Ergebnis meiner Beobachtungen. Richthofen durchquerte das Profil auf der Straße über die Pässe Meiling und Miao-ngan-ling, weiter über Dshaitang nach der Großen Mauer bei Fan-shanpu. Den Teil östlich vom Meiling ergänzte er aus dem Eindruck, den er beim Ausblick von jenem Passe aus hatte. Ich habe dies Profil von der Ebene bis Tai-ngan-shan be-

---

26) China II, 707.
27) Research in China I, 299 ff.
28) China II, Tafel III, S. 308.



Maßstab der Längen etwa 1:400000. Überhöhung 2:1.

Fig. 1. Profil südwestlich vom Meiling über Dshaitang, nach RICHTHOFEN verkleinert und vereinfacht.

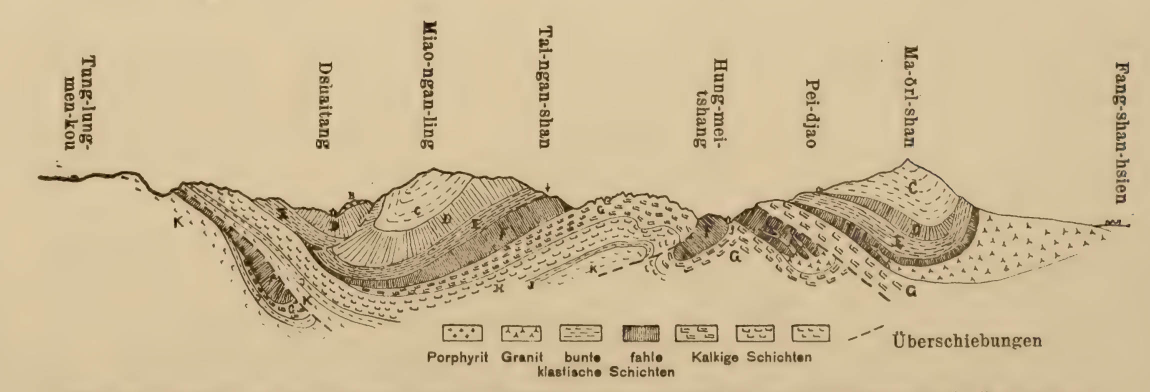


Fig. 2. Profil von Fang-shan-hsien (südwestlich von Peking) über Dshaitang mit Benutzung von Beobachtungen des Verfassers.

gangen und außerdem Dshaitang besucht, habe aber im übrigen meine Kenntnisse über den inneren Bau des Gebirges aus einer Reihe von Durchquerungen an anderen Stellen geschöpft, besonders auf den Linien von Hung-mei-tshang nach dem Pohua-shan, und von Sang-yü über den Tahanling nach Wang-ping-kou; zur Deutung der Verhältnisse westlich von Dshaitang habe ich in der Hauptsache eine Reise von Huai-lai-hsien über Ta-tsun und Hsia-ma-ling nach Sang-yü bei Dshaitang benutzt.

Richthofen sah in dem ganzen Gebirge einen einfachen Schichtensattel, der ihm kein Grund schien, seine Grundansicht wesentlich zu ändern, daß nach der sinischen Zeit stärkere Stauchungen der Schichten Nordchinas nicht mehr eingetreten seien. Demgegenüber hat sich das ganze Gelände von starken Überschiebungen durchsetzt gezeigt, die auf den von mir begangenen Parallelprofilen einwandfrei hervortreten und die ich deshalb zur Deutung des Richthofenschen Profils in Abb. 2 benutzt habe. Von Hung-mei-tshang nach Osten habe ich eine andere Profilführung gewählt, da sich am Meiling sehr verwickelte und für das Gebirge als Ganzes nicht sonderlich typische Verhältnisse ergaben.

Zunächst sind die „alten Schiefer am Liu-li-ho", die Richthofen[29]) bei Hung-mei-tshang fand, Schichten der Gruppe F, die weiter nördlich und südlich größere Gebiete einnehmen, deren Erkennung auf Richthofens Reiseweg nur so gut wie unmöglich gemacht war durch Metamorphose infolge von Granitintrusionen. Auf jeden Fall liegen hier Überschiebungen der Kalkgruppe G sowohl von Ost als auch von West vor. Eine zweite Überschiebung habe ich eingezeichnet bei Pai-yü westlich von Dshaitang. Hier beschreibt Richthofen dunkle Schiefer mit Eisenerzen innerhalb einer sich teilweise wiederholenden sinischen Schichtenfolge. Ich habe hierin die Fortsetzung einer Überschiebung gesehen, die nördlich von Hsia-ma-ling kohlenführende Schichten der Gruppen F oder D (im Profil habe ich F angenommen), die auf sinischen Kieselkalken K liegen, deutlich von den gleichen Kieselkalken überlagert zeigt. Das Vorhandensein so starker Stauchungserscheinungen hat mich veranlaßt, auch das Profil zwischen Tai-ngan-shan und Dshaitang nicht als einfach gekippte Schichtenfolge aufzufassen, sondern eine bis

---

[29]) China II, 319.

zur Überschiebung mit Schleppung gehende Stauchung am Ostrande des Tals von Dshaitang anzunehmen, für die die Lagerungsverhältnisse bei Ma-ling östlich von Dshaitang mehrfachen Anhalt bieten und durch die zugleich die Unwahrscheinlichkeit fortfällt, daß nach Ablagerung der ganzen Sandsteinschichten des Miao-ngan-ling noch die gleiche rhätoliassische Flora gelebt und Kohlen gebildet haben sollte wie vorher.

Nach diesen hier nur ganz kurz begründeten Abänderungen erweist sich die Schichtenfolge der Gegend von Peking als durchaus übereinstimmend mit derjenigen von Shantung und von der Shansibahn. Die mächtigen Sandsteinschichten des Miao-ngan-ling erscheinen als gleichaltrig mit den mächtigen Sandsteinen im Hangenden der Liaskohle in Nordwest-Shansi, in beiden Fällen handelt es sich um die jüngste der konkordanten Schichten, die das Gebirge aufbauen.

In dem Gebirgsbau im Osten (bzw. Südosten) von Hung-mei-tshang mit dem fast bis zum Niveau der großen Ebene abgetragenen Granitlakkolithen von Fang-shan-hsien kehrten die gleichen Intrusionserscheinungen wieder wie bei Hung-mei-tshang. Der Intrusionshorizont ist die kohlenführende Gruppe F, deren Schichten z. T. in Andalusitschiefer, selbst in granatführende Glimmerschiefer, umgewandelt sind. Der zwischen Hung-mei-tshang und Fang-shan-hsien liegende Höhenrücken liegt in der geraden, wenn auch nicht ununterbrochenen Fortsetzung der Wutai-shan-Kette, und gerade die hier beobachteten Metamorphosen haben mir den Gedanken nahegelegt, daß der ganze Wutai-shan, dessen Bildungszeit als Gebirge notwendig nach der Diskordanz δ liegen muß, nicht aus vorsinischen, sondern aus später metamorphosischen jüngeren Schichten (F bis C) besteht. Erst nachdem ich zu diesem Gedanken gekommen war, fand ich ein gleiches von WILLIS[30]) und BLACKWELDER für die gleichfalls scheinbar uralten Schichten des Tsinling-shan so wahrscheinlich gemacht, daß ich mit der jungmetamorphen Natur der Wutai-shan-Schichten als Arbeitshypothese im folgenden gerechnet habe.

Das gezeichnete Profil ergibt aber weiter, was ich auch in meinen Beobachtungen an der Shansibahn[31]) betont habe, daß eine einzige Faltung nicht genügt, um die

---

30) Research in China I, 299 ff.
31) a. a. O., S. 440, 443.

heutige Lagerung zu erklären. Die F-Schichten bei Hung-mei-tshang setzen vor dem Überschiebungsvorgang hier einen Sattel voraus, von dem die weiter westlich wie östlich noch jetzt vorhandenen Schichten schon damals abgetragen waren. Es gilt also, die Zahl der in China nachweisbaren Faltungsperioden, ihr mutmaßliches Alter und die Richtung der durch sie erzeugten Gebirgssysteme festzustellen. Für die Tabelle der Schichtenfolge habe ich alle Schichten, die jünger sind als die Diskordanz δ, in zwei Gruppen getrennt: die tektonisch stark gestörte Gruppe B und die Gruppe A, die erst nach der letzten Faltung entstanden ist. Da A naturgemäß wesentlich auf die Täler und die Ebene beschränkt ist, nenne ich sie zusammenfassend die Gruppe der „Talschichten".

Der Weg, den ich zur Entwirrung des tektonischen Bildes von China eingeschlagen habe, beruht auf folgender Überlegung: Wenn ich die Abtragungs- und Sedimentierungswirkungen während der Zeit der Talschichten festgestellt habe, kann ich mit genügender Sicherheit die Oberfläche Chinas unmittelbar nach der letzten Faltung wiederherstellen. Ich finde dabei, daß um diese Zeit die Große Ebene offenbar noch nicht als solche bestand, daß ihre Entstehung vielmehr wesentlich auf flächenhafte Abtragung in der Talschichtenzeit zurückzuführen ist. Daß eine gleiche Entwicklung im Gebiete des Yangtse nicht stattgefunden hat, liegt teilweise an der anderen Natur der dortigen Gesteine, teils, und wohl überwiegend, an klimatischen Unterschieden. Das trocknere Klima des Nordens, das durch die Lößbildung beurkundet ist, begünstigte die flächenhafte Abtragung. Diese Talschichten umfassen das Quartär mit mindestens dreimaligem Wechsel von trockenen und feuchten Perioden. Indem ich die Begründung dieser Auffassung einer späteren Veröffentlichung vorbehalte[32]), wende ich mich im folgenden nur der Frage zu, wie die Entstehung jener wiederhergestellten Fläche aus dem Ende der B-Zeit zu deuten ist. Gelingt es mir, eine Gegend zu finden, die vor der letzten Faltung vollständig eingeebnet war, dann muß deren rekonstruierte Oberfläche morphologisch durch die letzte Faltung allein bestimmt sein, während ihr innerer Schichtenaufbau die Summe aller Faltungsvorgänge darstellt. Eine solche

[32]) Z. T. schon enthalten in meinen Beobachtungen a. d. Shansibahn. S. 430 ff.

Gegend glaube ich am unteren Yangtse gefunden zu haben bei Tung-ling-hsien. Ich gebe den Typus dieses Geländes stark schematisiert in dem Diagramm 3 wieder. Hier sehen wir eine jüngste Faltung mit südwestlichem Streichen z. T. ertränkt zwischen Talschichten (die Erosionsformen der dazwischen liegenden Höhen sind fortgelassen), und

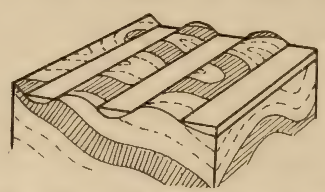


Fig. 3. Schema der Tektonik im Gelände von Tung-ling-hsien am unteren Yangtse.

wenn wir uns diese letzte Faltung ausgeglättet denken, ergibt sich ein Bild wie Abb. 4. Der verwickelte Verlauf der dann übrig bleibenden Streichrichtungen kann nicht wohl als das Werk einer einzigen einfachen Faltung gedeutet werden. Ich habe zunächst die einfachste Annahme zugrunde gelegt, daß zwei sich durchkreuzende Faltungen vorliegen, und habe nun versucht, in dem ganzen von mir bereisten Gebiete durch ähnliche morphologisch-tektonische Analysen im ganzen drei Faltungen auseinander-

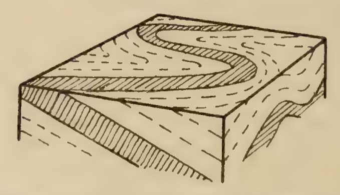


Fig. 4. Zustand des in Fig. 3 dargestellten Geländes vor der letzten Faltung.

zuhalten, von denen ich die älteste mit δ, die folgende mit γ, die jüngste mit β bezeichne. Es ist möglich, daß sich später die Notwendigkeit ergeben wird, noch eine vierte Faltung anzunehmen. Da es sich z. Z. doch nur darum handeln kann, die einfachste augenblicklich mögliche Deutung zu finden, und da die Zerlegung in die genannten drei Faltungen das Gebirgsbild in hohem Grade zu entwirren geeignet ist, so halte ich als Arbeitshypothese fürs erste an drei Faltungen fest.

Der bedenklichste Punkt an dieser Analyse ist die Feststellung des Altersverhältnisses zwischen den beiden älteren Faltungen, während die jüngste Faltung sich durch ihren mehr oder weniger entscheidenden Einfluß auf die äußeren Gebirgsformen und besonders auf das Gewässernetz leichter herausschälen läßt. Der hier verfügbare Platz zwingt mich leider, auch diesen Punkt einer späteren eingehenderen Arbeit vorzubehalten, und ich muß mich vorläufig damit begnügen, eine Skizze über das Gesamtbild der beiden Faltungen δ + γ zu geben (Abb. 5) und daneben ein gesondertes Bild der Faltung β (Abb. 6). Die δ-Falten verlaufen als ein sehr einfach erscheinendes System von

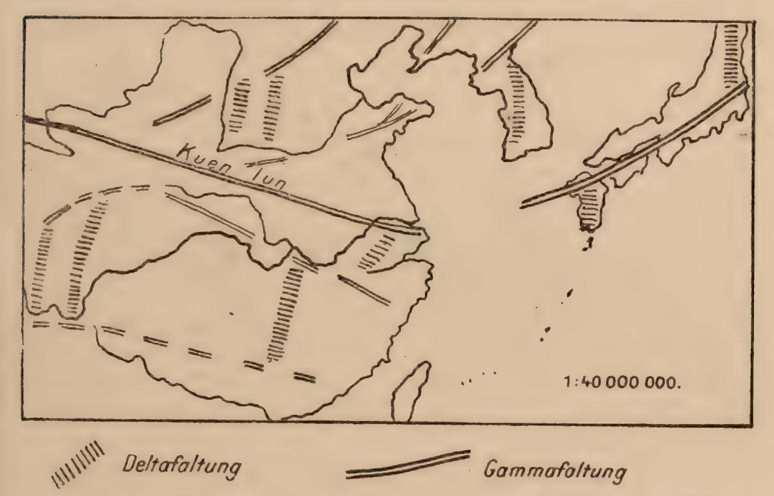


Fig. 5. Versuch eines Gesamtbildes der beiden älteren Faltungen in China (Cenoman und Eocän?).

N nach S, sind dann aber durch das γ-System eigentümlich abgelenkt, und ich komme wieder auf den schon von Richthofen und anderen geäußerten Gedanken zurück, daß die bajonettförmige Auslenkung der japanischen Nord-Süd-Falten infolge einer quer dazu einsetzenden Faltung denselben Vorgängen ihre Entstehung verdanke wie die entsprechende Auslenkung der Nord-Süd-Falten im Westen von Sz-tshuan und von der Großen Ebene infolge der Querfaltung des Kuenlun, die ich dem γ-System zuweise.

Hier möchte ich eine kurze Bemerkung über den Gebrauch des Ausdruckes „System" einschalten. Oft be-

zeichnet man als ein tektonisches System eine Gesamtheit paralleler Falten. Ich muß dem Begriff, wenn ich ihn überhaupt beibehalten will, an Stelle dieses mehr geographischen Sinnes eine ausgesprochen geologische Bedeutung geben. Zwei Faltungen des gleichen Gebirgsstückes in der gleichen Richtung zu verschiedenen Zeiten darf man unmöglich geologisch zusammenwerfen. Man muß also nicht nach der Richtung, sondern nach der Zeit der Faltung ordnen. Alle gleichzeitig aufgestauten Faltungen (und Schollenüberschiebungen, die ich hier mit den eigentlichen Faltenbildungen zusammenrechne) in China bilden eine genetische Einheit, und diese nenne ich ein tektonisches



Fig. 6. Hauptlinien der jungtertiären Faltung in China.

System. So gehören dem γ-System Ost-West-Falten im Kuenlun an, aber Nordost-Südwest-Falten im Wutai-shan; aber am Nordrande des Kuenlun gehören auch dem β-System ostwestliche Falten an.

Betrachtet man das γ-System in diesem Sinne als eine Einheit, dann ist der Eindruck kaum abzuweisen, daß es begonnen habe mit einer Aufstauung von Falten, deren Streichen in der Richtung des Kuenlun verlief, durch einen Druck von Norden und Süden und daß sich daran eine Art Scheerbewegung schloß, die das nördliche Stück der Erdkruste gegenüber dem südlichen nach Osten verschoben hat, wobei die schräg auf den Kuenlun zulaufenden Falten entstanden.

Die β-Faltung bietet ein etwas verwickelteres Bild als δ und γ, aber bei ihr ist die Beobachtungsgrundlage eine erheblich sicherere. Das Bild entwirrt sich, wenn wir die Betrachtung im Südwesten beginnen. Die tibetische Staffel v. Richthofens, die durch den Kuenlun morphologisch deutlich erkennbar hindurchsetzt[33]) und dann nach Westen in den Nan-shan umbiegt, kann als Leitlinie dienen. An sie schließen sich im Süden und Westen die birmanischen Ketten und die Bergketten Tibets an, die im Himalaya ihre letzte stärkste Ausprägung gewinnen. Der Umstand, daß die in diesen Gebieten mitgefalteten jüngsten Schichten dem Pliocän zugerechnet werden, berechtigt uns, die β-Faltung in die Zeit des obersten Tertiärs zu setzen, wobei wir freilich der Unsicherheit der meisten Schichtenparallelisierungen im Tertiär Rechnung tragen müssen.

Weiter nach Osten folgen Richthofens Kwei-Staffel und Küstenstaffel. Sie sind sicher nicht als Zerrungsbrüche zu deuten, wie schon das Fehlen von Deckenergüssen nahelegt. Vielmehr sind sie das Ergebnis starker Stauchungen. Ihre Fortsetzung nördlich der Kuenlun-Linie ist nicht ganz einfach. Die nach den oben erwähnten Grundsätzen durchgeführte Analyse der Faltungen ergibt als Vertreter der β-Faltung in Nordchina im wesentlichen O—W bis WNW—OSO verlaufende Linien, und in Shantung zeigt die β-Faltung im Süden N—S-, im Norden O—W-Linien. Es ist, als wäre die Biegung, die von der tibetischen Staffel zum Nan-shan leitet, hier im Osten in einen splitternden Knick übergegangen. Aber daneben laufen junge Stauchungslinien, in der Hauptsache Neubelebung alter Falten, nach Norden (eine davon in der Zeichnung durch eine gerissene Linie angedeutet), die ebenfalls sehr jung sein müssen. Man könnte denken, daß nach dem Hauptakt der β-Faltung noch eine Nachstauchung von Osten her stattgefunden hat, die besonders die Fortsetzung der Kwei-Staffel nach Norden und damit den Westrand der Großen Ebene geschaffen oder verstärkt hat.

Es kommt nun darauf an, das Alter der einzelnen Faltungen zu bestimmen. Die β-Faltung setze ich aus bereits erwähnten Gründen ins Pliocän oder, vorsichtiger gesagt, ins jüngere Neogen. Die δ-Faltung hatte ich oben der Mittleren Kreide zugewiesen, und einige Worte mögen diesen Wahrscheinlichkeitsschluß rechtfertigen. Daß

---

[33]) China III, 164—171.

um die Mittlere Kreidezeit in Ostasien wesentliche Umwälzungen vorgegangen sind, geht aus dem Auftreten der Utaturschichten in Vorderindien transgredierend über Gondwanaablagerungen hervor. Eine ähnliche Transgression kennen wir vom Hokkaido, und im Tien-shan wird das Ende der Angaraserie gleichfalls in die Mittlere bis Obere Kreide gesetzt[34]). Im Tien-shan folgen über der Diskordanz, die die Angaraserie beschließt, *Exogyra*-Schichten der Oberen Kreide, darauf eine neue Diskordanz und dann die Hanhai-Schichten. Setzten wir die erste Diskordanz = δ, so folgt, daß die zweite = γ ist, und damit ergibt sich als wahrscheinliches Datum für γ ein nicht näher zu bestimmender Zeitabschnitt des Eocäns. Dies findet in anderer Richtung eine willkommene Bestätigung. In dem Teil von China, den ich kennen gelernt habe, folgen die großen G r a n i t - i n t r u s i o n e n einer entschiedenen Gesetzmäßigkeit insofern, als sie auf Schnittpunkten der γ- und δ-Falten liegen. Der Tsinling-shan und die Granite in der Umgebung des japanischen Binnenmeeres mögen hier als Beispiele genügen. Daraus ergibt sich als Alter dieser intrusiven Granite die Zeit der γ-Faltung. Der Intrusionshorizont ist fast immer die Schichtengruppe F, deren Kohlenführung wie eine Art Graphitschmierung bei den Gleitvorgängen in den Schichtenmassen gewirkt zu haben scheint und darum oft eine Unstimmigkeit zwischen der Bewegung des oberen und unteren Schichtenblockes herbeiführte, wodurch Intrusionsräume vorbereitet wurden. Da seit dem Präkambrium keine merkliche Diskordanz bis zur B-Zeit vorhanden ist, da ferner die möglicherweise auch bei der β-Faltung entstandenen Intrusionen heute wohl noch nicht bis auf den Granitkern entblößt sind und da die einfachen Linien der δ-Faltung wenig Veranlassung zur Entstehung von Intrusionsknoten gleich bei der ersten Faltung zu geben scheinen, darf man wohl bis zum Beweise des Gegenteils für alle intrusiven Granite Chinas ein γ-Alter annehmen. Nun finden sich im Sundagebiet die ersten Gerölle der dort auftretenden Intrusionsgranite in eocänen Ablagerungen[35]). Auch das spricht für eocänes Alter der γ-Faltung. Diesen Überlegungen entsprechend sind die Daten in die Tabelle eingetragen. Leider ist es mir bisher nicht möglich, die reichlich innerhalb der

---

[34]) Leuchs, Zentralasien (Hdb. d. reg. Geol., V, 7), S. 21.

[35]) Verbeek u. Fennema, Déscript. géol. de Java et Madoura. Tome I, S. 38.

B-Schichten auftretenden Deckenergüsse den einzelnen Faltungen zuzuweisen. Im ganzen ist mein Eindruck der, daß nach einer älteren Zeit porphyritischer Ergüsse später saure Magmen gefördert worden sind. In diese Zeit werden die porphyrischen Sandsteine von der Gegend der Yangtsemündung gehören, aber auch die oben schon erwähnten Yungning-Sandsteine der Halbinsel Liaotung, die ich nicht wie RICHTHOFEN als untersinisch ansehen möchte.

Ich schließe damit diese Übersicht und stelle die zusammenfassende Darstellung der Vorgänge in China während der Quartärzeit für eine spätere Mitteilung zurück, da sie nicht im eigentlichen Sinne die Entstehung der chinesischen Gebirge betrifft.

An der Diskussion beteiligen sich Herr STILLE sowie der Vorsitzende.

Herr **M. BALLERSTEDT** spricht über

Dinosaurierfährten im Wealdensandstein des Harrl bei Bückeburg und eine zurzeit freiliegende Spur eines „vierfüßigen", plumpen Dinosauriers.

Der Harrl bei Bückeburg bildet einen westlichen Ausläufer des Bückeberges, dessen ausgedehnte Bausandsteinbrüche in den letzten zehn Jahren vor dem Krieg unverhofft reiche Fossilfunde, namentlich an prächtig erhaltenen Panzern von Schildkröten und vollständigen Schädeln von Krokodilen, geliefert haben, die in die Sammlung des Adolfinums in Bückeburg übergegangen sind, in dessen Besitz sich auch die Originale für H. v. MEYER's *Pholidosaurus Schaumburgensis (Macrorhynchus Sch.* KOKEN) und *Stenopelix Valdensis* befinden, die beide dem großen Steinbruch des Harrl entstammen, der auch die hier zu besprechenden Dinosaurierfährten birgt. Leider ruht seit Anfang der 60er Jahre des vorigen Jahrhunderts der früher nicht unbedeutende Betrieb in diesem Steinbruch fast gänzlich und nur für Wegebesserung im Forstrevier Harrl wird dort gelegentlich noch gebrochen.

Ende 1904 fand der Vortragende im Abraum dieses Bruches die wohlerhaltene Ausfüllung einer großen Dinosaurierfährte, die er geneigt war, dem *Iguanodon* zuzuschreiben. Als er die Fährte von weiterem Gestein reinigte, das nicht mit zur Fährtenausfüllung gehörte, zeigte

sich hinten seitlich an der Fährte der deutliche Stumpf einer spornartigen Innenzehe (Zehe I), deren distales Ende weggebrochen war. Da die von C. Struckmann[1]) behandelte und abgebildete Fährte eines Vierzehers sehr streitig war, so mußte der neuen Fährte größere Bedeutung beigelegt werden. Eine genauere Untersuchung der Schichten des Steinbruches an der Stelle, wo zuletzt gebrochen war, ergab, daß eine damals in breiterer Fläche gerade freiliegende Schicht mit den Ausfüllungen von Fährtenabdrücken großer Dinosaurier ganz durchsetzt war. Die Abräumung dieser Schicht brachte ein reiches Fährtenmaterial und lieferte namentlich eine Anzahl von Fährten, bei denen außer dem Abdruck der langen und kräftigen drei nach vorne gerichteten Zehen II, III, IV und dem Abdruck des Ballens, den das distale Ende der Metaphalangen bildet, noch eine spornartig gestaltete Innenzehe I vorhanden ist, die etwa 10 cm über dem unteren Metaphalangenballen ansetzt und schräg nach innen, ein wenig nach hinten gerichtet ist. Über diese Fährtenfunde wurde in der „Naturwissenschaftlichen Wochenschrift“ 1905, Heft 31, berichtet, und auch Th. Wegner gibt in seiner Geologie Westfalens, Fig. 92, eine Abbildung von den besten der damals gewonnenen Fährtenausfüllungen.

Die damalige Grabung zeitigte aber noch ein ganz überraschendes Ergebnis. Sie lieferte die Fährtenausfüllung eines wohlgebildeten Fußes mit nur zwei Zehen. Daß der Fuß, der diese Fährte erzeugte, über die demnächst, voraussichtlich in dieser Zeitschrift, ausführlicher berichtet wird, nur zwei Zehen trug, kann kaum zweifelhaft sein; es fragt sich nur, ob es sich hier nach Art von *Struthio camelus* unter den Vögeln um einen echten Zweizeher unter den Dinosauriern handelt, oder ob etwa das betreffende Tier, das die Fährte hinterließ, ein verkappter Dreizeher war, der, wohl schon in jugendlichem Alter, an seinem einen Fuß eine Zehe verloren hatte, etwa bei Begegnung mit einem der Krokodile, die nach den Fossilfunden der letzten Jahre in den Sümpfen der norddeutschen Wealdenniederung sehr zahlreich aufgetreten sein müssen. Hierüber müssen weitere Grabungen im Steinbruch entscheiden, wenn nicht ein günstiger Fund

---

[1]) Die Wealdenbildungen der Umgegend von Hannover, Hannover, Hahnsche Buchhandlung, 1880, Taf. V, Fig. 1.

in den ausgedehnten Steinbruchbetrieben des Bückeberges die Entscheidung bringt.

Seit der ersten Grabung wurde an der Westwand des Harrl-Steinbruchs in der Richtung N—S zweimal ein größerer Felsblock weggebrochen. Durch verständnisvolles Entgegenkommen der Fürstlichen Verwaltung konnte der Vortragende, wenn in dem bearbeiteten Block die fragliche Fährtenschicht wieder freigeworden war, diese in aller Muße mit voller Sorgfalt abarbeiten. Dabei stellte sich heraus, daß der vermutliche Zweizeher in der Richtung N—S, oder umgekehrt, nicht gegangen ist, und eine Entscheidung der oben angeregten Frage kann erst dann erfolgen, wenn am Nordrande der Westwand des Bruches in der Richtung O—W weitergebrochen wird.

Die letzte Grabung dieses Sommers lieferte aber noch ein schönes neues Ergebnis. Es konnte neben mehreren fortlaufenden Spuren großer dreizehiger Bipeden die fortlaufende Spur eines offenbar recht schweren und plumpen „vierfüßigen" Dinosauriers auf einer Strecke von 10,70 m mit 16 Abdrücken der Hinterfüße und 15 Vorderfußabdrücken freigelegt werden. Der Vortragende legte eine auf $^1/_{10}$ der natürlichen Größe verkleinerte Skizze der Spur vor und machte über die Art der Spur einige weitere Angaben, deren Wiedergabe hier unterbleibt, weil eine ausführlichere Behandlung der Spur erforderlich ist. Erwähnt sei nur noch, daß zwei große Steinplatten vom Bückeberge mit fünf aufeinander folgenden Hohlabdrücken der Spur eines iguanodonartigen Dinosauriers am Adolfinum in Bückeburg eingemauert sind, über die der Vortragende im Centralbl. für Min., Geol. und Pal. 1914, Heft 2, berichtet hat.

An der Diskussion beteiligt sich Herr Jaekel.

Herr **PAUL RANGE** spricht über

Die Geologie der Isthmuswüste.

(Hierzu Taf. VIII und Profiltextfigur.)

Während des Weltkrieges war ich 1915 und 1916 fast ein Jahr lang in militärischer Eigenschaft an der ägyptischen Front tätig und hatte Gelegenheit, die Isthmuswüste des nördlichen Sinai eingehend zu bereisen und dabei die Grundzüge des geologischen Baues festzulegen. Das Ergebnis ist auf der beiliegenden geologischen Karte im

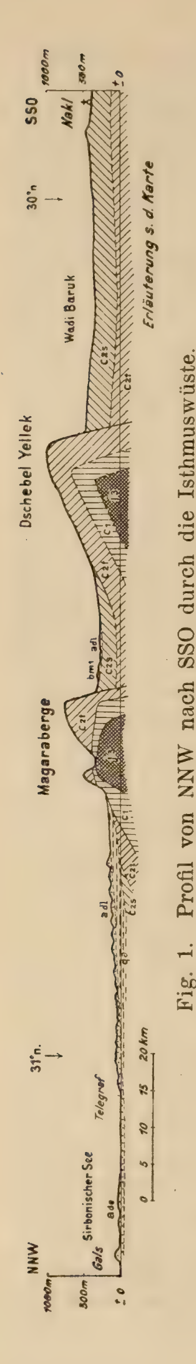


Fig. 1. Profil von NNW nach SSO durch die Isthmuswüste.

Maßstab 1:1 000 000 wiedergegeben. Die topographische Unterlage dazu basiert auf den neuesten englischen Karten, ergänzt durch eigene Aufnahmen.

Der geologische Bau des Gebietes zeigt sich wesentlich komplizierter, als früher angenommen war und wie noch die geologische Karte von Europa wiedergibt[1]). Nicht nur die ganze Kreideformation tritt zutage, sondern auch Jura ist beobachtet.

Douvillé[2]) hat 1913 auf Grund der Erkundung des am Suezkanal tätigen Ingenieurs Barthou aus den Margarabergen bereits eine Reihe von Jurafossilien namhaft gemacht. Ich habe die Wintermonate 1915 zu 1916 dazu benutzt, in diesem Gebirgsstock, der einzigen Örtlichkeit, wo Jura auftritt, eingehende Aufsammlungen zu machen, welche Douvillés Arbeit ergänzen und erweitern. Die Margaraberge sind ein generell SW—NO streichendes Faltensystem, welches durch dem Streichen folgende Verwerfungen und Flexuren und eine Querverwerfung, die N—S streicht, kompliziert wird. Im Innern des Gebirges beobachtet man vielfach die charakteristische Farbe des nubischen Sandsteins. Unter ihm treten besonders bei der Wasserstelle Margara helle Mergel mit gelben und grauen Kalken wechsellagernd zutage.

Die paläontologischen Ergebnisse werden im geologisch-paläontologischen Institut der Universität Leipzig durch Herrn Hoppe ausgewertet. Um dieser Arbeit nicht vorzugreifen, sollen hier nur die wichtigsten Fossilien auf Grund der dortigen Bestimmungen namhaft gemacht

[1]) Berg und Blanckenhorn. Carte géologique internationale de l'Europe. Feuille 48. F. 7.

[2]) Barthou et Douvillé. Le jurassique dans le desert à l'est de l'Isthme de Suez. Comptes Rendues de l'Academie des sciences Paris 1913. Bd. **157.** S. 265—268.

werden. Sofern nicht anders bemerkt, stammen die Fossilien aus der unmittelbaren Umgebung von Magara. Es wurden gesammelt:

Montlivaultia inflata Fromental
— *Renevieri* Koby
— *cupuliformis* n. sp.
Stibastraea Felixi n. sp.
Centrastraea leptomeres Felix
Convexastraea sexradiata Goldfuss
Latimaeandra collinaria Quenstedt (bei Um Aschusch)
Waldheimia humeralis Roemer
Terebratula bisuffarcinata Schlotheim
Eudesia plana n. sp.
— *cardium* Lamark (Mlehe)
Rhynchonella quadriplicata Ziet. (auch bei Mlehe)
— *lacunosa* nov. var.
Astarte multiformis Roeder
Isocardia striata d'Orbigny
Pholadomya lineata Goldfuss
— *hemicardia* Roemer (auch bei Mueribe)
— *Protei* Brongniart
— *carinata* Goldfuss
Hamites baculatus Quenstedt
Oppelia fusca Quenstedt
Reineckia anceps Reineck
Phylloceras disputabile Zittel.

Douvillé gibt folgende Arten an:

Bajocien mit *Coeloceras Humphriesi*, *Lioceras oolithicum*, *Ancyloceras tenue*, *Patoceras Teilleuxi*, *Terebratula Philippsii*, *T. perovalis*.
Bathonien mit *Oecothraustes subfuscus*, *Eudesia cardium*.
Callovien mit *Reineckia anceps*, *Modiola solenoides*, *Gervillia aviculoides*, *Rhychonella Orbignyi*.

Über diesen Schichten des braunen Jura liegt ein leicht verfolgbarer lithographischer Schieferhorizont mit *Quenstedticeras*, *Terebratula suprajurassensis*, *Zeilleria Parandieri*, den er ins Callovien und Oxford stellt und damit für Repräsentanten des weißen Jura erklärt.

Die diesen Angaben zugrunde liegenden Fundpunkte liegen am Dschebel Hameir, die Juraschichten haben dort

105 m Mächtigkeit. Ich habe diese Örtlichkeit nicht besucht, die Beduinen der Gegend erinnerten sich keines Ingenieurs, der dort Steine gesammelt habe. Nach der neuesten englischen Karte liegt ein Dschebel Hamayir 18 km westsüdwestlich von Magara, vermutlich ist dieses mit DOUVILLÉs Dschebel Hameir identisch, ich habe daher auch an dieser Stelle Jura eingetragen. Die der Arbeit DOUVILLÉs beigegebene Skizze läßt keine genaue Identifizierung zu.

Unrichtig scheint mir die Annahme DOUVILLÉs, daß der nubische Sandstein unter dem Jura liegen soll. Er gibt das Einfallen der Schichten mit 70° nach NO an, das deutet auf eine Querverwerfung, bei der Inversion nicht ausgeschlossen ist.

Aus der reichen Faunenliste ergibt sich mit Sicherheit, daß sowohl brauner wie weißer Jura in den Magarabergen vorkommt.

Weit verbreiteter ist der nubische Sandstein. Er besteht aus stark eisenschüssigem, grobkörnigem Sandstein von fester Beschaffenheit und rostbraunen bis grauen, bisweilen auch violetten und gelben Mergeln. Mergelsandsteine sind lokal zwischengeschaltet. Diese wurden besonders bei Letschme beobachtet. Während sonst das Alter des nubischen Sandsteins nicht genau feststeht, nach BLANCKENHORN[3]) kann er in Westarabien kambrisch, silurisch, karbonisch sein, ist unser Sandstein durch das liegende stratigraphisch genau festgelegt und ebenso nach oben durch die cenomanen Kalke begrenzt, es bleibt für ihn also nur unterkretazeisches Alter[4]). Beobachtet wurden diese Schichten im Innern der Magaraberge und an der Nordseite derselben bei Letschme. Ferner im Kessel des Helal und im Innern des Dschebel esch Hiram, hier konnte ich

---

[3]) BLANCKENHORN. Syrien, Arabien und Mesopotamien. Handbuch der regionalen Geologie. 5. Bd. 4. Abt. Heidelberg 1914.

[4]) Auf dem letzten internationalen Geologenkongreß in Kanada sprach DAY über das Alter des nubischen Sandsteins im Libanon und fixierte dessen stratigraphische Stellung wie folgt: Im Libanon ist das Alter des nubischen Sandsteins genau bestimmt, er wird von oberkretazeischem Kalkstein über- und von jurassischen Kalken unterlagert, er liegt zu beiden diskordant. Die oberen Lagen enthalten cenomane Fossilien, weiter unten führt er Kohlenschmitzen in Schiefer und Ton gebettet. Die tiefsten Horizonte sind fossilfrei.
ALFRED A. DAY. The age of the nubian sandstone.
Congrès géologique international. Kanada 1913. S. 939, 940.

ihn nur im Vorbeireiten feststellen. Die Mächtigkeit dieser Kreidesandsteine ist mindestens 200 m.

Gleichfalls nur in den Gebirgszügen treten die beiden folgenden Kreidehorizonte des Cenoman und Turon auf. Im wesentlichen werden diese Stufen durch Kalke gebildet. Eine genaue Scheidung des Turons und Cenomans ist ebensowenig wie im benachbarten Palästina auf einer Übersichtskarte möglich. Nur in einzelnen Profilen können sie bei späteren eingehenden Aufnahmen getrennt werden.

Die Schichtenfolge von zwei Örtlichkeiten, denen reichere Fossilienfunde entstammen, mögen hier aufgeführt werden:

1. Östlich des Brunnens im Helalgebirge.

80 m harter grauer Kalk	Cenoman Turon
10 m Austernbank mit Mergellagen	
30 m dolomitischer Kalk, mit Mergellagen wechselnd	
30 m eisenschüssiger Sandstein	Unterkreide

2. Gipfel des Yellek, westlich des Paßweges.

10 m harte Kalkbank des Gipfels	Cenoman
10 m Mergel mit Exogyra u. anderen Fossilien	
5 m milde weiße Kalke	
30 m brauner Kalk	
15 m Kalkbänke, mit Mergel wechsellagernd	

Es wechseln also verschiedenfarbige Kalke, welche lokal dolomitisch werden, mit Mergel und seltener mit grauem Schieferton. Grobkörniger weißer Marmor findet sich am Südhang der Magaraberge nördlich Hemme. Die dickbankigen Kalke bilden gewöhnlich die Oberfläche, während die hangenden milden Schichten an den oft stark geneigten Hängen herabgespült sind. Daher sind auch Vermischungen der Faunen der verschiedenen Horizonte in den Wadis sehr häufig. Nach den Bestimmungen des geologisch-paläontologischen Instituts in Leipzig sind die wichtigsten Arten folgende:

Echinoconus gigas Cotteau	Letschme
Diplopodia hermonensis de Loriol	Yellek, Abugrun
Trigonia pseudocrenulata Nötling	Letschme
— *pseudoexcentrica* n. sp.	Letschme
— *crenulata* Lamark nov. var *rectecostata*	Letschme

Protocardia moabitica Lartet	Letschme
— *densilineata* n. sp.	Letschme
Ptychomya sinaitica n. sp.	Letschme
Exogyra flabellata Goldfuss	Helal, Yellek, Abugrun
Ostrea Delettrei Coquand	Hemme, Helal
— *conica* d'Orbigny	Helal, Yellek, Abugrun
— *suborbiculata* Lamark	Yellek, Abugrun
— *acutirostris* Nilsson	Helal
Chondrodonta Munsoni Hill	Yellek, Abugrun
— *Ioannae* Choffat	Yellek, Abugrun
Eoradiolites Davidsoni Hill	Yellek, Abugrun
Radiolites Sauvagesi d'Orbigny	Yellek, Abugrun
Actaeonella Spitensis n. sp.	Spita
Natica libanensis J. Böhm	Letschme
Phylloceras Velledae Michelin	Letschme
Puzosia Denisoniana Stol.	Letschme
— *Kossmati* n. sp.	Letschme
Lytoceras Rangei n. sp.	Letschme
Nautilus Rangei n. sp.	Letschme

Im allgemeinen wiegen die Lamellibranchiaten vor, nur bei Letschme findet sich auch eine reichere Ammonoiden-fauna.

Auf die Kalke folgt das namengebende Glied der ganzen Kreideformation, die weiße Schreibkreide. Sie ist natürlich von der Faltung der Gebirge und sonstigen tektonischen Vorgängen mit betroffen, aber an den steilen Hängen meist verschwunden. Wo sie erhalten geblieben ist, hat sie bei geneigter Lagerung vielfach zur Höhlenbildung Anlaß gegeben. So mehrfach in den Magarabergen und dem Nordrand des Dschebel Yellek. Einige interessante Grotten befinden sich dicht neben der gebauten Straße nach Chabra. Petrographisch besteht die Schreibkreide aus feinen und feinsten Kalkpartikeln. Der Zusammenhang derselben ist oft so gering, daß sie an der Luft ziemlich schnell zerfällt. An anderen Orten besitzt sie wieder genügend Festigkeit, um als Baustein Verwendung zu finden. Da sie leicht zu bearbeiten ist, sind in ihr häufig Zisternen angelegt, die durch Verschmieren der Wände mit Asche wasserdicht gemacht wurden. In der Schreibkreide treten lagenweise, nach oben immer häufiger werdend, Kieselknollen auf, die zu Horizonten von 10 cm bis zu ½ m Mächtigkeit anschwellen können und in stetem, 15- bis 20fachem Wechsel mit der Schreibkreide an den natürlichen Auf-

schlüssen wie der Deikaschlucht zu beobachten sind. In den obersten Horizonten der Schreibkreide sind mehrfach einige Zentimeter bis zu einem Viertelmeter mächtige Salzlager von recht reinem Kochsalz beobachtet, z. B. unmittelbar nördlich Hassana und am Dschebel Mondur in den Magarabergen. Den Beduinen sind diese Vorkommen seit langem bekannt und werden von ihnen für ihren bescheidenen Bedarf ausgenutzt, aber nur ungern gezeigt. Lokal folgt auf die oberste Lage der Schreibkreide noch ein wenige Meter mächtiger grauer Kalk, darüber wurde besonders in Bolson von Hemme und nördlich des Helal bis zu 60 m grauer Schieferton beobachtet. Fossilien sind in der Schreibkreide und deren hangenden Schichten nur sehr wenige beobachtet worden, doch läßt die Analogie mit dem nördlich anschließenden Palästina die Zugehörigkeit dieser Horizonte zum Senon sicher erscheinen. Die Gesamtmächtigkeit des Senons beträgt 200—300 m.

Ganz vereinzelt werden die Kreideschichten von Basalten durchsetzt, einzelne Gänge finden sich bei Hassana und an der Südostseite des Dschebel Yellek. Ein drei Kilometer langer, nach Südosten streichender Basaltrücken liegt als weithin sichtbare Landmarke westlich der Wasserstelle Hemme.

Im Osten und Westen des Gebietes wird die Kreideformation von Eocän überlagert. Das Eocän hat etwa 200 m Mächtigkeit, es liegt meist horizontal, ist aber von den Gebirgsstörungen noch mit betroffen. Zu unterst treten mürbe Kalksandsteine auf, die dann nach oben in feste Nummulitenkalke übergehen. Einzelne Feuersteinlagen kommen noch vor. Nummuliten sind außerordentlich häufig und bauen die härteren Kalke fast ausschließlich auf. Bei Chabra I wurden auch Foraminiferenkalke mit Alveolina beobachtet.

Jüngere Meeresablagerungen finden sich nur in der Nähe der Küste bis etwa 40 km landeinwärts. In Palästina werden sie von Blanckenhorn[5]) als marines Oberpliocän bezeichnet. Sie reichen hier bis Berseba. Die Schichten bestehen aus mürben sandigen Kalken, die häufig diskordante Parallelstruktur zeigen. Dazwischen liegen festere Bänke von muschelreichen Schichten, in denen Cardien vorwiegen. Paläontologisch sind diese Horizonte noch nicht

---

[5]) Blanckenhorn. Begleitworte zu einer neuen geologischen Karte Palästinas. Zeitschrift des deutschen Palästinavereins, 1912.

näher untersucht. Im Tale des Wadi Arisch treten sie von Mergeln unterlagert bis etwa 80 m Meereshöhe bei Magdaba auf. Am Wege Bajud—Dschebel Berga wurden sie bis 200 m Meereshöhe beobachtet. Dagegen habe ich die Horizonte, die auf der geologischen Karte von Palästina von BLANCKENHORN auch bei Rehoboth und Chalassa als breites Band eingezeichnet sind, dort nicht beobachten können. Unmittelbar am Meere finden sich häufig Muschelbrekzien unter dem Dünensand, welche wohl jungdiluvialen Alters sind. Sie haben als Bausteine in den sonst steinarmen Sanddünengürtel seit alters her Verwendung gefunden.

Ins Alluvium gehören die Tonablagerungen des sirbonischen Sees und des Nildeltas, häufig mit Salzausblühungen bedeckt, welche vereinzelt zu richtigen Salzlagern angereichert sind. In einzelnen Buchten des sirbonischen Sees findet man auch fußdicke Schwalbenschwanzkristallagen von Gips und als Zeugen zeitweiligen Zusammenhangs des Sees mit dem Mittelmeer Bimssteingerölle.

Über den marinen diluvialen Ablagerungen und weiter binnenwärts über der Kreide liegt in Mächtigkeit von 1—20 m Löß, der in der Senke von Berseba noch dem Getreidebau nutzbar gemacht werden kann, und noch weiter westlich bis zum Wadi Arisch in günstigen Jahren dem gleichen Zweck dient. Auch im oberen Wadi Arisch bis Nakl und in den Seitenwadis ist Löß über Flußgeröll in großer Ausdehnung zur Ablagerung gelangt und würde bei Anlage von Staudämmen mittels künstlicher Bewässerung leicht dem Ackerbau nutzbar gemacht werden können. Der Löß ist hier wie in anderen Gegenden äolischer Entstehung, aber häufig fluviatiler Umlagerung unterworfen, so im oberen Wadi-Arisch-Gebiet. Landschnecken, Wurzelröhren und Lößkindel kommen in fast allen Aufschlüssen vor. Unter dem Löß wurden in manchen Wadis grobe Flußschotter beobachtet, die weiter nördlich auf den als Oberpliocän bezeichneten Meeresablagerungen auf- bzw. mit ihnen wechsellagern.

Im nördlichen Teile des Gebietes finden sich weit ausgedehnte Sanddünengebiete, die alle anderen Horizonte überlagern. Die Farbe des Sandes ist hellgelb, er besteht neben Quarzstückchen überwiegend aus Kalkpartikeln. Der Sand ist oft zu hohen Flugsanddünen aufgehäuft, die da, wo ihn etwas Vegetation festhält, zu langen Zügen angeordnet sind. In ganz vegetationslosen Gegenden, besonders in der Nähe der Küste, finden sich typische Barchane,

die auch in anderen Teilen oft als schön ausgebildete Individuen vorpostengleich kilometerweit vor dem Rand des geschlossenen Sandmeeres liegen. Die Höhe der Dünen ist sehr wechselnd. Oft ist der Unterschied zwischen Kamm und Tal nur 10—15 m. In Gebieten stärkster Verwehung, besonders da, wo Hindernisse den Sand zu hohen Wällen und Knoten, ugba auf arabisch, aufgehäuft haben, aber auch bis zu 50 m und mehr. Die höchsten Dünenberge erreichen etwa 80 m, so der Katib Abu Assab, südöstlich Dueidar. Katib ist die arabische Bezeichnung für einen besonders hervorragenden Dünengipfel.

Drei Formen sind nach meinen Erfahrungen für alle größeren Sandgebiete charakteristisch. In den Gegenden ärgster Verwehung oder geringster Niederschläge oder beiden Faktoren gemeinsam, ein wirres Durcheinander von fast vegetationslosen Flugsanddünen, nach dem Landinnern zu langgestreckte, ziemlich parallele Dünenwälle, davor und dazwischen ebene Sandflächen. Für die Kalahari, die südwestafrikanische Küstenwüste und die Wüste in Niederkalifornien konnte ich gleichfalls diese drei Hauptformen feststellen.

Im vorhergehenden haben wir die einzelnen Formationen dargestellt, welche die Isthmuswüste aufbauen. Es mag noch ausgeführt werden, wie sich diese auf die verschiedenen Gegenden der Wüste verteilen. Die härteren Cenoman- und Turonschichten bauen die Bergzüge auf. Zwischen den einzelnen Gebirgen liegen ausgedehnte, meist mit Feuersteinpflaster bedeckte Ebenen von senoner Schreibkreide, die oft noch starke Neigung besitzen. Solche Flächen bezeichnet der Beduine als Hammada, Steinwüste. Die Sanddünengebiete endlich sind die gefürchteten Erg.

Ein besonders ungünstiger Umstand der Isthmuswüste ist, ebenso wie eines großen Teils der Sahara, die Durchlässigkeit der Gesteine, welche sie aufbauen. Sowohl die Sanddünen, als auch die Tertiär- und Kreideschichten lassen die gar nicht so geringen Niederschläge des Winters sofort spurlos im Boden verschwinden. Wenn man einmal mit leistungsfähigen Bohrmaschinen die etwa 200 m mächtigen senonen Schichten in den Senken zwischen den Gebirgszügen durchschlagen wollte, wird man höchstwahrscheinlich in dem turonen und cenomanen Kalken und dem nubischen Sandstein ausgiebige Wasserhorizonte erschließen können; ob das Wasser salzfrei sein wird, ist eine andere Frage, die nur durch praktische Versuche entschieden werden kann.

Nur an einzelnen begünstigten Stellen, wo dickbankige Kalke relativ undurchlässige Schichten bilden oder Lehmhorizonte in den Wadis ein schnelles Versickern des Wassers verhindern, ist dauernd Wasser vorhanden. Eine günstige Ausnahme macht lediglich das nördliche Küstengebiet, soweit die undurchlässigen Tone des sirbonischen Sees und des Nildeltas reichen. Hier tritt an der Grenze des Sandes gegen jene überall allerdings häufig salziges Grundwasser auf. In diesem Gebiet findet daher ausgiebige Kultur der Dattelpalme statt, und hier liegt die uralte Karawanenstraße von Syrien nach Ägypten.

Nach einhalbstündiger Pause spricht Herr **E. NOWACK** über

Die Geologie des mittleren und südlichen Albanien.

Während des letzten Kriegsjahres hatte ich Gelegenheit, einige Teile Albaniens als Kriegs- und Aufnahmsgeologe eingehend kennen zu lernen und auf Grund einer topographischen Neuaufnahme zu kartieren; es sei gestattet, hier in Kürze über die Ergebnisse, soweit sie von allgemeinerem Interesse sind, zu berichten.

Zunächst sei zur allgemeinen Orientierung gesagt, daß man rein geographisch Nord-, Mittel- und Südalbanien[1]) unterscheidet, außerdem spricht man von morphologischen Gesichtspunkten, die — wie wir sehen werden — sich auch mit geologischen und tektonischen decken, von Nieder- und Inneralbanien. Niederalbanien beschränkt sich zum größten Teil auf Mittelalbanien; es beginnt sich bei Alessio, wo die Küste einen einspringenden Winkel macht, als gegen Süden zu immer breiter werdender Streifen zwischen das Meer und den Gebirgsrand Inneralbaniens einzuschieben und geht gegen Südalbanien allmählich in höheres Land über; seine Grenze ist dort anzunehmen, wo die Küste bei Valona (im Akrokeraunischen Vorgebirge) diesmal einen ausspringenden Winkel macht.

Nun wenige Worte über die Erforschungsgeschichte.

Nordalbanien ist in jüngerer Zeit hauptsächlich von NOPCSA teilweise eingehend untersucht worden. Über-

---

[1]) Die Grenzen bilden die Flüsse Mati (zwischen Nord- und Mittelalb.) und Semeni (zwischen Mittel- und Südalb.)

dies ist es von FRECH, VETTERS und während des Krieges von KERNER, AMPFERER und HAMMER bereist worden, so daß dieser Teil des Landes unstreitig der besterforschte ist. In Südalbanien verdankt man vor allem den Asphaltvorkommen bei Valona schon einige frühzeitige geologische Kenntnisse (COQUAND und SIMONELLI seien hier vor allem genannt), außerdem hat hier in neuerer Zeit MARTELLI (im Akrokeraunischen Gebirge und in der Umgebung von Valona), dann NICULESCU (an der mittleren Vojusa und im Epirus) gearbeitet. Auch die Forschungen von RENZ greifen nach Südalbanien hinüber. Dagegen war Mittelalbanien bis in die jüngste Zeit beinahe geologische Terra incognita. Nach den klassischen Balkanreisen von AMI BOUÉ und VIQUESNEL in den 30er und 50er Jahren des vorigen Jahrhunderts — die aber auch nur auf einer Route durch das Land geführt haben —, sind nur randlich kurze Vorstöße gemacht worden, und zwar von VETTERS 1905 (Gegend von Tirana) und MAREK im gleichen Jahre (zwischen Mati und Durazzo). Die erste zusammenhängende geologische Reise brachte das Jahr 1913, wo eine italienische Studienkommission, die als Geologen DAL PIAZ und DE TONI, als Geograph ALMAGIA begleiteten, Niederalbanien besuchte. Schon während der Okkupation im Kriege fand eine Reise von VETTERS statt, die aber wegen Erkrankung leider abgebrochen werden mußte und über die nur ein ganz kurzer Bericht vorliegt.

Was nun zunächst die stratigraphischen Ergebnisse meiner Untersuchungen betrifft, so hat sich erwiesen, daß ganz Niederalbanien aus Tertiär aufgebaut ist, und zwar in allen seinen Stufen, vom ältesten bis zum jüngsten. Daß in Niederalbanien Jungtertiär verbreitet ist, war schon durch BOUÉS Reisen bekannt, und SUESS nahm daher seine „Albanische Tertiärbucht" an. Später hat VETTERS die weite Verbreitung des Miocäns betont, und die Reise der italienischen Studienkommission hat ergeben, daß auch Pliocän stark beteiligt ist. Die Italiener haben auch das erstemal die Parallelisierung mit den apenninischen Mio-Pliocänablagerungen versucht. Ihre Karte von der Verbreitung der einzelnen Ablagerungen gibt jedoch noch kein richtiges Bild, wenn sie auch einen sehr großen Fortschritt gegenüber früheren Versuchen darstellt, die immer noch in der Gegend von Durazzo Kreideeocänketten annehmen, während hier durchaus jüngstes Tertiär herrscht.

Das Tertiär Niederalbaniens beginnt mit mächtigen Flyschablagerungen, die sich schon im Felde in drei Abteilungen gliedern ließen. An ihrer Basis stehen sie mit Nummulitenkalken, die stellenweise auch noch Rudisten führen (einer Übergangsbildung aus der Kreide, wie sie auch Renz aus Griechenland beschreibt), in engster Verknüpfung. Ein mittlerer Horizont, der auch petrographisch, nämlich durch Einschaltungen von grobklastischen Bildungen gut charakterisiert ist, gehört bestimmt dem Oligocän an. In lithothamnien-, bryozoën- und foraminiferenreichen Gesteinsbänken haben sich nämlich Lepidocyklinen gefunden. Überdies konnte ich eine sehr fossilreiche Gesteinsbank ausbeuten, deren Bivalven-, Gasteropoden- und Echinoideenfauna schon ganz an Jungtertiär gemahnt, aber noch mit von Nummulitiden erfüllten Kalknestern vergesellschaftet ist. Diese Fauna ist noch nicht eingehend untersucht, vermutlich handelt es sich aber um Aquitan und dürfte große Ähnlichkeit mit der Entwicklung im Vicentin vorliegen. — Der oberste Teil des niederalbanischen Flysches gehört — diese Feststellung sei besonders hervorgehoben — bestimmt dem Jungtertiär, und zwar dem Untermiocän an. Es ergibt sich das aus der stratigraphischen Stellung im Liegenden von vollkommen konkordant auflagerndem Mittelmiocän, das durch Fossilfunde einwandfrei nachgewiesen ist. Petrographisch liegt auch hier typischer Flysch vor, der von den älteren Bildungen schwer zu unterscheiden ist, wenn sich auch stellenweise gewisse Merkmale finden (z. B. eine mehr mergelige Ausbildung und dadurch bedingte hellere Gesteinfärbung). Als interessant ist auch zu erwähnen, daß sich Einlagerungen von schneeweißem, feinstem Aschentuff gefunden haben, was ein Hinweis auf die untermiocäne Eruptionsepoche bildet.

Mit dem Untermiocän beginnt in Niederalbanien das erstemal deutliche fazielle Differenzierung Platz zu greifen, eine Erscheinung, die — wie wir sehen werden — aufs innigste mit den nun im niederalbanischen Sedimentationsgebiet einsetzenden tektonischen Vorgängen zusammenhängt. Neben der Flyschfazies treten nämlich lokal mächtige, zum Teil foraminiferenreiche Lithothamnienkalke auf.

Das Mittelmiocän ist meist sehr charakteristisch durch einen fossilreichen Horizont mit *Cardita Jouanetti*

vertreten. Eine Lokalität im südlichen Albanien hat eine Fauna von etwa 60 Arten geliefert, die zum großen Teil dem Badener Tegel entsprechen.

Die fazielle Differenzierung wird nun im jüngeren Miocän immer ausgesprochener, immer deutlicher spiegeln sich die stattfindenden orogenetischen Bewegungen im Sedimentationsvorgang ab. Hervorgehoben seien hier Brackwasserbildungen, die ganz ans Sarmatische gemahnen und Braunkohlen führen. Besonders verbreitet sind aber mürbe Sandsteine mit oft mächtigen (geradezu landschaftlich auffallenden) Bänken von riesigen Austern (bes. *O. gingensis* und *crassissima*).

Mit dem Unterpliocän beginnt starke lokale Einschränkung der Ablagerungen; der gebirgsbildende Vorgang hat zu ausgedehnten Verlandungen geführt. — Wir finden vielfach charakteristische eisenschüssige Konglomerate und grobe Sandsteine, die verkieselte Hölzer führen und die man mit dem Ponticum vergleichen kann. Einem größtenteils jüngeren Horizont entsprechen sehr eintönige blaugraue Tone, die aber vielfach eine reiche Fossilausbeute ergeben haben, nach welcher man hier auf ein Äquivalent der italienischen Piacentinstufe schließen kann.

Den Abschluß der tertiären Schichtfolge bilden wiederum faziell sehr stark differenzierte Bildungen, die man mit der Astistufe wird parallelisieren können. Bezeichnend ist hier der oft kolossale Individuenreichtum der artenarmen Fauna. Diese Bildungen leiten z. T. in Konglomerate und Schotter über, die schon offenbar an die Mündungen der heutigen Flüsse gebunden sind und deren Ablagerung ins Quartär hineinreicht.

Die Stratigraphie des niederalbanischen Tertiärs ermöglicht Schlüsse von allgemeiner Bedeutung.

Zunächst erbringt die im allgemeinen kontinuierliche, konkordante Sedimentationsfolge den Beweis, daß der Sedimentationsraum, dem die Ablagerungen entstammen, d. i. die südliche Adria, während des ganzen Tertiärs unter Meeresherrschaft gestanden hat, womit sich eine Erklärung der Entstehung der südlichen Adria durch Einbruch eines Festlandes im Tertiär ausschließt. Alles spricht dafür, daß die Adria in ihrer Anlage eine Geosynklinale ist, deren Entstehung ur-

sächlich mit der Auffaltung von Appenin und Dinariden zusammenhängt.

Die — im ganzen betrachtet — konkordant lückenlose Tertiärschichtfolge Niederalbaniens schließt lokale Transgressionen, Schichtlücken und immer engere Lokalisierung gegen die jüngeren Schichten nicht aus; diese Erscheinungen gehen mit den faziellen Hand in Hand. Sie zeigen die tektonische Unruhe im Sedimentationsraum seit Beginn des Neogens an.

Es sei nun gleich die Tektonik besprochen.

Tatsächlich erweist sich nämlich das ganze niederalbanische Tertiär bis in seine jüngsten Glieder stark gestört. Es ist eine Faltung, die mit Überschiebungen und Bruchbildungen Hand in Hand geht, verbunden mit allgemeiner Hebung (Senkungserscheinungen sind nur lokal und sekundär). Wichtig ist, daß sich enge Wechselbeziehungen zwischen faziellen Erscheinungen und tektonischen Elementen herausgestellt haben und daß die Faziesverhältnisse lehren, daß der Faltungsprozeß im wesentlichen kontinuierlich seit Beginn des Neogens andauert; zeitweise Dämpfungen, ja Stillstände im gebirgsbildenden Vorgang sind damit nicht ausgeschlossen, im Gegenteil deutlich erkennbar; aber sie treten zurück in dem ganzen großen Geschehen, und der Sinn der tektonischen Bewegungen bleibt die ganze Zeit hindurch der gleiche. Es zeigt sich, daß die niederalbanische Faltung nichts anderes ist als ein Fortwachsen der schon im Alttertiär aufgefalteten epirotischen Ketten nach Norden, in das Gebiet der adriatischen Geosynklinale hinein. Man sieht so heute in Niederalbanien die Falten des Epirus — dem Rumpf der Balkanhalbinsel eine neue Außenzone angliedernd — aus der Adria emportauchen. Die morphologisch abweichende und auch aus dem allgemeinen Streichen herausfallende albanische Küste bezeichnet diese aus der Adria aufsteigende, ins Festland hineingreifende Hebungs- bzw. Faltungszone. Also gegenüber den früheren Ansichten sei betont: Kein Bruch bildet die albanische Küste, noch wird der Verlauf durch ein N-S-Streichen eines „albanischen Systems“ bedingt, das sich bei Alessio mit dem dinarischen schart — wie dies Cvijic angenommen hat.

Was die erwähnte Widerspiegelung der Faltungsvorgänge in der Sedimentationsentwicklung betrifft, so sei

noch hervorgehoben, daß das nicht nur im allgemeinen gilt, sondern sich diese Beziehungen auch in den einzelnen Faltenelementen und sogar in den Überschiebungszonen und an Brüchen studieren lassen. Es ermöglicht das eine förmliche Klassifikation der Störungen in solche, die im wesentlichen kontinuierlich wie die Faltung selbst vor sich gehen (wie z. B. Überschiebungen, deren Keim schon in der Anlage der Falte enthalten ist) gegenüber anderen, episodischen, die sozusagen erst mit einem höheren Entwicklungsstadium der Faltung ausgelöst werden.

Es sei noch besonders darauf hingewiesen, daß es sich hier überall um tektonische Vorgänge im Sedimentationsraum selbst handelt, die erst zu dessen allmählicher Verlandung führten, — und daß sich diese, was die Einwirkung auf den Sedimentationsvorgang betrifft, streng trennen lassen von jenen, die in einem benachbarten Festland wirksam sind; es würde zu weit führen, diese prinzipiell und in ihrem Effekte sehr verschiedenen Beziehungen näher zu erörtern.

Wenn wir noch das Ende der tektonischen Vorgänge in Niederalbanien zu fixieren trachten, so suchen wir vergeblich nach diesbezüglichen Anzeichen, vielmehr zeigen uns morphologische Tatsachen, daß die Bewegungen auch nach der „Landwerdung“ bis in die Jetztzeit andauern. An hydrographischen Umgestaltungen erkennen wir gleichzeitig ein gewisses Variieren in den Bewegungen, gleichsam Phasenverschiebungen im Faltenwurf in positivem wie negativem Sinne, denen gleichwie gewissen Bruchbildungen episodischer Charakter zukommt; morphologische Erscheinungen lassen deutlich erkennen, daß gewisse Muldenregionen einsacken, d. h. vorübergehend relative Senkungen erfahren können.

Es mögen nun noch kurz die Probleme Inneralbaniens gestreift werden.

In Inneralbanien konnte ich mangels ausreichender Fossilfunde keine wesentlichen stratigraphischen Ergebnisse erzielen. Im Skumbigebiet, das ich untersucht habe, ist besonders die sogen. Serpentin-Schiefer-Hornstein-Formation entwickelt, an deren Zusammensetzung die mehr oder minder serpentinisierten basischen Eruptiva (Olivinfelse, Harzburgite, Peridotite, Gabbros) hier den Hauptanteil haben. Zwischen Babia und Kjuks erscheint als deren Unterlage eine mächtige, bisher aus Albanien noch nicht beschriebene Schichtserie von

roten Konglomeraten, Sandsteinen und Schiefern, die ganz den Habitus alpiner Permo-Trias hat.

Im W liegt die Serpentin-Schiefer-Hornstein-Formation wirr gefaltetem Flysch auf, der mit einem petrographisch sehr mannigfaltig entwickelten, Foraminiferen führenden Plattenkalk (ich nenne ihn nach einer charakteristischen Lokalität „Krastakalk") innig verknüpft ist. Überdies ist der Rand der Serpentine von einem Kranz von Kalkklippen begleitet, der ebenso wie der mit ihnen verknetete Serpentin Spuren höchster tektonischer Beanspruchung zeigt. Es kann kein Zweifel sein, daß man diesen Rand als eine große Überschiebungslinie auffassen muß. — Die Westgrenze der Serpentinzone springt überdies in der Linie von Elbasan scharf vor; es ist dies eine Querstörung, längs welcher die Überschiebungsmasse gleichsam vorgeprellt ist und in deren Fortsetzung — schon im Bereiche von Niederalbanien — die tektonische Senke von Elbasan liegt.

Am Nordrand der Elbasaner Senke bricht die Kalkkette von Kruja ab, eines der charakteristischesten Landschaftselemente Mittelalbaniens, deren, den Westabsturz bildenden bleichen Kalkwände — schon von Boué als „Große Flözkalkwand von Kruja" bezeichnet — über das ganze nördliche Niederalbanien bis zum Meere leuchten. Vetters konstatierte in diesem Kalk Rudisten, ich fand Nummuliten; es ist also die schon erwähnte, auch für Südalbanien und den Epirus charakteristische Übergangsbildung zwischen Kreide und Eocän. Bei Elbasan konnte ich den gewölbeförmigen Bau der Kette gut erkennen; weiter im N, bei Tirana, nähert sich der Bau einer Fächerfalte. Ich fasse die Kalkantiklinale von Kruja als die letzte Küstenkette von dalmatinisch-montenegrinischem Typus auf. Bei Elbasan wird dieses autochtone Faltensystem endgültig von der von O vordrückenden inneralbanischen Serpentinzone überwältigt.

Höchst interessant ist das Verhältnis der zu Inneralbanien zu rechnenden Kalkantiklinale von Kruja zu Niederalbanien. Am Westabfall des Mali Dajtit bei Tirana, einem markanten Gipfel dieser Kette, traf ich in nahe 1100 m eine ausgezeichnet erhaltene miocäne Strandterrasse. Die gefalteten Miocänschichten Niederalbaniens — bei Tirana bilden

sie eine zerrissene Synklinale, deren Ostflügel sozusagen in die Luft hinausgeht — weisen zu dieser Terrasse empor! Kein Bruch trennt hier — wie es Boué angenommen hat (er spricht von einer großen Flözspalte) — Nieder- von Inneralbanien, sondern die Wand von Kruja ist in ihrer heutigen Gestalt im wesentlichen ein Erosionsgebilde. Und dennoch fällt sie auch mit einer einschneidenden tektonischen Linie zusammen: Inneralbanien steigt, sich sanft aufwölbend (ein alter Skumbitalboden zeigt das) als starre Scholle empor, während Niederalbanien sich faltet. Wir sehen hier epirogenetische und orogenetische Bewegung räumlich nebeneinander, gleichsam als verschiedene Ausdrucksformen derselben Krafteinwirkung. Im Substrat, in dem sich die Bewegungen vollziehen, scheint mir hier der Unterschied zu liegen, bzw. im gegensätzlichen Verhalten von Geosynklinale und Festland oder von Neuland und Altland. — Das Ineinandergreifen der beiden Schollen vollzieht sich in einer Form, was man vielleicht ein „Gelenk" nennen könnte; es ist eine Abknickung. Keine stetige Abbiegung im Sinne einer Flexur und auch kein Bruch mit senkrechten Bewegungsflächen.

Auf der Serpentin-Schiefer-Hornstein-Formation lagert südlich des Skumbi eine gewaltige Kreidekalkplatte — es sind Nerineen-, Gryphäen-, Korallen- und Rudistenkalke sowie Konglomerate —, das Polisit-Gebirge (Mali Polisit). Die Auflagerungsfläche ist eine schiefe Ebene, welche die Serpentinzone in fast zwei Drittel ihrer Breite nach oben zu abschneidet. Zwischen Babia und Kjuks keilt infolgedessen die Serpentinmasse zwischen dieser Kalkplatte und der erwähnten roten Konglomerat-Sandstein-Schiefer-Serie aus. Der Serpentinsockel zeigt unter dieser Auflagerung bis in 60 und 80 m Tiefe eine höchst merkwürdige konglomeratartige Ausbildung.

Wenn auch die Analogie mit den übereinstimmenden Beobachtungen aller Forscher in Serbien, Mazedonien, Nordalbanien und Griechenland zwingen sollte, wie dort, auch hier im Skumbigebiet eine Transgression der Oberkreide auf der Serpentin-Schiefer-Hornstein-Formation anzunehmen, glaube ich hier dennoch bestimmt an eine tektonische Auflagerung, deren vielleicht nur lokale Bedeutung nicht bestritten werden soll; jedenfalls kann der Konglomerat-Serpentin nur als Mylonit gedeutet werden. Danach

bildet die Polisit-Kreide die zweite große Überschiebungsmasse oder Schuppe im Aufbau Mittelalbaniens.

Es folgt nun weiter nach O gegen Mazedonien auf die Zone der Übereinanderschiebung und Massenentfaltung eine Zone der Auflockerung, bezeichnet durch den Einbruch des von Neogen erfüllten Oberen Skumbibeckens und der Dessaretischen Seen.

Zum Schlusse soll noch eine nicht unwichtige Beobachtung wenigstens Erwähnung finden: Daß nämlich in Mittelalbanien ophiolitische Eruptionen bis ins Alttertiär hinaufgehen. Ich traf kleine, wie Apophysen aussehende Vorkommen serpentinischen Gesteins in sicher eocänem Flysch und dessen Grenze gegen Krastakalk. Damit würde eine stark bestrittene Beobachtung HILBERS im Pindos Bestätigung finden und wäre Anschluß an die Verhältnisse in Rhodos und in Kleinasien gefunden. — Da HAMMER und AMPFERER in Serbien paläozoische Serpentine beobachtet, KOSSMAT in Novi Bazar und Mazedonien das Alter der Serpentin-Schiefer-Hornstein-Formation als Oberer Jura — Untere Kreide fixiert hat, NOPCSA aus Nordalbanien triadische Serpentine beschreibt und nach RENZ auch in Griechenland sowohl triadische als auch kretazeisch-jurassische vorzukommen scheinen, so stehen wir vor der interessanten Tatsache, daß sich in einem verhältnismäßig schmalen, lang dahinziehenden Krustenstreifen viermal, durch lange Ruheperioden getrennt, die fast gleichen basischen Magmaeruptionen abgespielt haben.

An der Diskussion beteiligen sich die Herren STILLE, POMPECKJ und der Vortragende.

Zum Vorsitzenden für die Sitzung am 15. August 1920 wird Herr SALOMON gewählt. Die Sitzung wird um 12 Uhr geschlossen.

v. w. o.

EWALD. SCHULZ. WETZEL.

ERDMANNSDÖRFFER.

Protokoll der geschäftlichen Sitzung am 15. August 1920 in der Technischen Hochschule zu Hannover.

Vorsitzender: Herr POMPECKJ.

Der Vorsitzende eröffnet die Sitzung um 8 Uhr 35 Minuten.

Das Protokoll der Sitzung vom 14. August 1920 wird verlesen und genehmigt.

Folgende Mitglieder wurden aufgenommen:

Herr cand. geol. C. DIETZ in Göttingen, Geologisches Institut der Universität, vorgeschlagen von den Herren STILLE, SALFELD und DIETZ sen.

Herr Privatdozent Dr. v. KLEBELSBERG in Innsbruck, vorgeschlagen von den Herren SALOMON, RAUFF und ERDMANNSDÖRFFER.

Herr Dr. ARTHUR EBERT in Glienicke (Nordbahn), Hohenzollernstr. 214, vorgeschlagen von den Herren DIETRICH, JANENSCH und POMPECKJ.

Herr cand. geol. W. SCHRIEL in Göttingen, Geologisches Institut der Universität, vorgeschlagen von den Herren STILLE, SALFELD und DIETZ sen.

Herr PAESSLER in Hildesheim, Domstr. 20 I, vorgeschlagen von den Herren HAUTHAL, ERDMANNSDÖRFFER und SCHÖNDORF.

Herr Chemiker Dr. W. LANGE in Berlin-Friedenau, Feurigstr. 10, vorgeschlagen von den Herren MESTWERDT, POMPECKJ und DIENST.

Herr Dr. CARL ERNST BUSZ in Münster i. W., Heerdestraße 16, vorgeschlagen von den Herren BUSZ, CORRENS und WEGNER.

Herr stud. geol. C. W. KOCKEL in Leipzig, Albertstr. 36, vorgeschlagen von den Herren KRENKEL, STILLE und PIETZSCH.

Herr Markscheider OTTO EBENAU in Ahlen i. W., Zeche Westfalen, vorgeschlagen von den Herren BÄRTLING, BRÜCK und FREMDLING.

Herr Markscheider AUGUST MURMANN in Hamborn (Rhld.), Duisburger Str. 301, vorgeschlagen von den Herren BÄRTLING, HAMM und FREMDLING.

Herr Dr. Wilhelm Ernst in Hamburg 5, Lübecker Tor 22, vorgeschlagen von den Herren Wysogorski, Gripp und Gürich.

Herr Dr. Günther Feld in Freiburg i. Br., Hohenzollernstr. 11, vorgeschlagen von den Herren Deecke, Abels und Wilser.

Herr stud. geol. Hellmut de Terra in Marburg (Bez. Kassel), Bismarckstr. 30 II, vorgeschlagen von den Herren E. Kaiser, Harrassowitz und Hummel.

Herr Professor Dr. C. Fr. Foehr in Köthen (Anhalt), Leopoldstr. 68, vorgeschlagen von den Herren Krusch, Picard und Bärtling.

Herr Bergmeister Paul Baldus in Berlin N 4, vorgeschlagen von den Herren Krusch, Dienst und Bärtling.

Herr Dr. Joseph Fischer in Vallendar b. Koblenz, Pater des Klosters Schönstatt, vorgeschlagen von den Herren Wilckens, Wanner und Jaworski.

Herr Dr. Erich Bederke, Assistent in Breslau I, Schuhbrücke 38/39, vorgeschlagen von den Herren Cloos, O. E. Meyer und Milch.

Herr Hilfsassistent Fritz Herzog in Breslau I, Schuhbrücke 38/39, vorgeschlagen von den Herren Cloos, O. E. Meyer und Milch.

Herr Bergassessor Daub in Siegen, Häuslingstr. 1, vorgeschlagen von den Herren Hasebrink, Bretz und Denckmann.

Herr Bergingenieur Dr. W. Herz in Friedrich-August-Hütte, Nordenham (Oldenburg), vorgeschlagen von den Herren Krusch, Dienst und Bärtling.

Cöln-Neuessener Bergwerksverein in Altenessen, vorgeschlagen von den Herren Krusch, Dienst und Bärtling.

Herr Studienrat Wilhelm Nuss in Senftenberg (N.-L.), Dresdener Str. 7, vorgeschlagen von den Herren Rauff, P. G. Krause und Solger.

Herr Studienrat Adolf Renisch in Remscheid, Körnerstraße 12, vorgeschlagen von den Herren Paeckelmann, Fuchs und Bärtling.

Herr Markscheider Hermann Schmidt in Witten an der Ruhr, Schulstr. 42, vorgeschlagen von den Herren Bärtling, Brück und Fremdling.

Herr stud. geol. CHIU in Berlin N 4, Invalidenstr. 43, vorgeschlagen von den Herren POMPECKJ, CORRENS und STIELER.

Herr Master of Science LEE in Charlottenburg, vorgeschlagen von den Herren POMPECKJ, CORRENS und STIELER.

Herr Professor Dr. J. K. BONNEMA in Groningen (Holland), Universität, vorgeschlagen von den Herren KOERT, ERDMANNSDÖRFFER und SCHÖNDORF.

Herr konz. Markscheider AUG. DEITERT in Gelsenkirchen, vorgeschlagen von den Herren BÄRTLING, DAMMER und BARSCH.

Herr konz. Markscheider OTTO KAISER in Kray bei Essen, vorgeschlagen von den Herren BÄRTLING, DAMMER und BARSCH.

Herr konz. Markscheider HEINRICH KEINHORST in Gunnigfeld bei Gelsenkirchen, vorgeschlagen von den Herren BÄRTLING, DAMMER und BARSCH.

Herr konz. Markscheider WILHELM SCHMITZ in Rotthausen, Kr. Essen, vorgeschlagen von den Herren FREMDLING, KRUSCH und BÄRTLING.

Herr konz. Markscheider WILHELM VORBRODT in Wanne-Röhlinghausen, vorgeschlagen von den Herren FREMDLING, KRUSCH und BÄRTLING.

Herr PICARD erstattet den Kassenbericht. Der Vorsitzende dankt dem Schatzmeister für seine Mühewaltung und schlägt vor, die Herren THOST und P. G. KRAUSE mit der Rechnungsprüfung zu beauftragen. Die beiden Herren erklären sich bereit, am folgenden Tage über das Ergebnis der Prüfung zu berichten. Der Vorsitzende gibt bekannt, daß die Gesellschaft eine vom Preuß. Kultusministerium erbetene Unterstützung nicht bewilligt erhält und daß der Ertrag der CREDNER-Stiftung in Höhe von 1000 M. Herrn KLÄHN-Freiburg zuerkannt wurde. Herr PICARD berichtet entsprechend über den Rechnungsabschluß der CREDNER-Stiftung.

Herr BÄRTLING berichtet über den Stand der Publikationen der Gesellschaft und begründet die eingetretenen Verzögerungen. Die Hauptversammlung billigt den Entschluß des Vorstandes, daß alle Manuskripte möglichst in Maschinenschrift völlig druckfertig einzureichen sind und alle Kosten für nachträgliche Veränderungen und Zusätze

auch in der ersten Korrektur den Autoren von der Druckerei zu berechnen sind.

Herr Bärtling führt aus, daß die Druckkosten seit Beginn des Krieges auf fast das 12fache gestiegen sind. Ebenso groß und z. T. noch höher ist die Preissteigerung für Klischees und Lichtdrucktafeln. Weitere Einschränkungen im Umfang der Zeitschrift und besonders der Tafelbeilagen sind unvermeidlich, vor allem, wenn die Preise noch weiter steigen. Um die Zeitschrift möglichst vielseitig zu gestalten, bittet der Berichterstatter unter Zustimmung der Hauptversammlung den Umfang der einzelnen Aufsätze möglichst zu beschränken und Mitteilungen über Themata, die den vorwiegend in Deutschland wohnenden Leserkreis wenig oder gar nicht interessieren, an anderer Stelle zur Veröffentlichung anzubieten.

Der Vorsitzende dankt Herrn Bärtling für seine Mühe und bemerkt, daß die früher erwogenen Änderungen des Formates der Zeitschrift unter den augenblicklichen Verhältnissen undurchführbar sind.

Herr Dienst berichtet über den Stand der Bibliothek. Der Publikationsaustausch, der während des Krieges größtenteils geruht hat, ist zum Teil auch mit dem bisher feindlichen Auslande wieder in Gang gekommen. Herr Dienst legt den Bericht über die am 7. August vorgenommene Bibliotheksrevision vor.

Der Vorsitzende dankt Herrn Dienst für seine Mühe.

Zum Versammlungsort für die nächste Hauptversammlung wird nach kurzer Diskussion Heidelberg in Aussicht genommen. Falls der Plan trotz derzeitiger örtlicher Schwierigkeiten ausführbar ist, ist Herr Salomon bereit, die örtliche Geschäftsführung zu übernehmen. Der Vorstand wird ermächtigt, gegebenenfalls einen anderen geeigneten Versammlungsort zu bestimmen.

Darauf beginnt die Beratung der neuen Satzung[1]).

Der der Versammlung vorgelegte Satzungsentwurf ist von zehn Mitgliedern beim Vorstande beantragt worden. Aus den Änderungen der Beiratsmitglieder und einzelner Mitglieder ergibt sich, daß im wesentlichen die §§ 4, 6, 10, 11, 15, 18, 24—26 der Beratung bedürfen. Der Vorsitzende teilt mit, daß in der gestrigen Vorstand- und Beirats-

---

[1]) Ein Abdruck der Satzung, in der von der Hauptversammlung beschlossenen Fassung, erfolgt, so bald die gerichtliche Eintragung der Änderung vollzogen ist.

sitzung die Satzungsänderungsvorschläge Berücksichtigung gefunden haben.

Herr JENTZSCH schlägt vor, nur die dringenden finanziellen Fragen vorwegzunehmen und alles andere zur endgültigen Beschlußfassung im nächsten Jahre vorzubereiten.

Herr MINTROP schlägt vor, die Satzungen in der gestern beratenen Form anzunehmen.

Der Vorsitzende geht mit Einverständnis der Versammlung nur die oben erwähnten Paragraphen durch. In § 2 sind die Worte „im Unterricht" für „Lehre" einzusetzen. Zu § 4 sprechen die Herren WOLFF und SCHNEIDER. Die vom Vorstand vorgeschlagene Fassung wird vom Vorsitzenden begründet. Es wird beschlossen, nach Antrag WOLFF für das Wort „Diplom" „Urkunde" zu setzen. Zu § 6 sprechen die Herren JAEKEL, PICARD, WOLFF, SALOMON, AXEL SCHMIDT, BURRE, STREMME, NOWACK, P. G. KRAUSE, BÄRTLING, MINTROP und HERBST, worauf Herr MINTROP Schluß der Debatte beantragt.

Die Versammlung nimmt den von Herrn SALOMON unterstützten Vorstandsantrag an und beschließt, daß der Jahresbeitrag für jedes ordentliche Mitglied mindestens 50 M. beträgt, daß Auslandsmitglieder einen Portozuschlag von 25 M. zu zahlen haben, daß die Begründung dieser Maßnahmen den Mitgliedern im Auslande mitgeteilt werden soll, daß Vorstand und Beirat das Recht eingeräumt erhalten, jeweils nach den herrschenden Verhältnissen einen Zuschlag zu den neu festgelegten Beiträgen zu erheben, und daß der Vorstand durch Herrn NOWACK mit den in Deutschösterreich wohnenden Mitgliedern zwecks Selbsteinschätzung in Verbindung tritt.

Bezüglich der §§ 10 und 11 begründet der Vorsitzende den Vorschlag, daß ein Schriftführer und ein stellvertretender Vorsitzender außerhalb Berlins seinen Wohnsitz haben kann, worauf die Fassung dieser Paragraphen angenommen wird.

Betreffs § 15 begründet der Vorsitzende die Vergrößerung der Zahl der Beiratsmitglieder. Herr SALOMON regt an, die Beiratsmitglieder außer frei zu wählenden aus den Vorsitzenden der lokalen geologischen Gesellschaften zu entnehmen, vorausgesetzt, daß sie Mitglieder der Gesellschaft sind. Der Vorsitzende empfiehlt, Herrn SALOMON zu beauftragen, in diesem Sinne mit den betreffenden Gesellschaften ein Einvernehmen herbeizuführen. Der Vorschlag

des Herrn JAEKEL, die Vertreter der lokalen Gesellschaften zu den Beratungen des Vorstandes und Beirates während der Hauptversammlung hinzuzuziehen, wird vom Vorsitzenden widerraten.

Nach kurzer Diskussion wird der Antrag des Herrn STILLE angenommen, die Anregung des Herrn SALOMON zur Kenntnis zu nehmen.

Herr KEILHACK wünscht § 14 in der Weise verändert, daß der zweite Satz lautet: „Jeder derselben kann erst drei Jahre nach seinem Ausscheiden in das Amt eines der drei Vorsitzenden wiedergewählt werden". Die Herren SCHNEIDER und BÄRTLING heben die daraus entstehenden Schwierigkeiten hervor. Herr MINTROP beantragt Annahme der vom Vorstande vorgeschlagenen Fassung, und Herr BÄRTLING beantragt zur Erweiterung des Antrages MINTROP, daß der Rest der Satzungen en bloc angenommen werden soll. Die Versammlung stimmt dem zu.

Auf Vorschlag des Herrn MINTROP wird der Vorstand ermächtigt, etwaige Änderungen im Wortlaut der Satzungen vorzunehmen, um richterlichen Bedenken zu begegnen.

Am Schluß der Sitzung wird die Mitteilung des Herrn E. KAISER, München, betreffs Ausschreibung zweier Preise seitens der Gießener Hochschulgesellschaft verlesen. Nach kurzen geschäftlichen Mitteilungen der Herren HOYER und ERDMANNSDÖRFFER schlägt Herr SALOMON vor, zunächst den Vortrag des Herrn GÜRICH folgen zu lassen. Die geschäftliche Sitzung schließt um 10 Uhr 45 Minuten.

v. w. o.

SCHUH. EWALD. POMPECKJ. WETZEL.

Wissenschaftliche Sitzung.

Vorsitzender: Herr SALOMON.

Herr SALOMON eröffnet die Sitzung mit einigen geschäftlichen Mitteilungen.

Herr G. GÜRICH, Hamburg, spricht über

Die Höttinger Brekzie am Geologenstollen bei Innsbruck.

(Hierzu Tafel IX und 6 Textfiguren.)

Die Höttinger Brekzie bildet namentlich seit PENCKS „Vergletscherung der deutschen Alpen" 1882 ein ständiges Kapitel in allen Lehrbüchern; sie gilt nicht nur als ein wichtiges Beispiel für ein „Interglaziale", sondern auch als eine hervorragende Stütze für die Auffassungen des Polyglazialismus, wie auch AMPFERER zugibt. PENCKS Auffassung fand in A. BÖHM und BLAAS eifrige Verteidiger. Eine neue zusammenfassende Darstellung gab PENCK in PENCK-BRÜCKNER: „Die Alpen im Eiszeitalter" 1909, S. 383. Hier auch eine Zusammenstellung der Literatur. Die überaus wichtige Flora und deren phänologische und ökologische Beziehungen wurden durch WETTSTEIN eingehend bearbeitet (Denkschr. d. Math.-Nat. Kl. d. Akad. d. Wiss. in Wien 59, 1892.) Nachträge hierzu lieferte BLAAS 1912. Gegen PENCKS Auffassung haben sich, soviel ich weiß, nur ROTHPLETZ und LEPSIUS aufgelehnt, also zwei Autoren, die dazu neigten, ihre eigenen Gedankengänge nicht ohne weiteres aufzugeben.

Die Wichtigkeit des Vorkommens veranlaßte mich, den Punkt wiederholt aufzusuchen, zum erstenmal 1911 (Sitzungsber. d. Hamb. Naturw. Vereins, 1911). 1912 wurde auf Betreiben von LEPSIUS der Versuchsstollen angelegt. Über diesen berichtet AMPFERER am 12. Februar 1914 in der Sitzung der Math.-Nat. Kl. d. Akad. d. Wiss. in Wien, und eine ausführlichere Darstellung der gesamten Sachlage gibt er in der „Zeitschr. f. Gletscherkunde", Bd. 8, 1913/14, S. 145. AMPFERER vertritt den Standpunkt PENCKS besonders nachdrücklich. Die letzte Mitteilung von LEPSIUS findet sich in den Sitzungsber. d. Preuß. Akad. d. Wiss. 1914, Phys.-Math. Kl., S. 622. — Er folgt AMPFERERS Beweisführung und gibt seinen alten Standpunkt auf. ROTHPLETZ dagegen verharrt in seiner letzten Mitteilung (Petermanns Mitt., Bd. 61, 1915, S. 92, 138, 338) bei seiner ersten

Auffassung. Ich besuchte den Stollen 1914 bei meiner Ausreise nach Ostafrika (Centralbl. f. Min. 1914, Nr. 18); etwas mehr Zeit konnte ich 1919 darauf verwenden.

Zur allgemeinen Orientierung mögen die Karten bei Penck-Brückner, S. 382, die Abbildung in meiner Arbeit 1911, S. 38, die von Hammer angefertigte Skizze bei Ampferer, S. 155, und meine Skizze Fig. 1 dienen, desgl. Taf. IX Fig. 1.

Der Höttinger Hang bietet eine ganze Reihe schwieriger Probleme, dazu gehört schon die Natur der Brekzie an sich. Penck bezeichnet sie teils als Schutthalde, teils als Schuttkegel, Blaas als Murschuttkegel, Böhm als Gehängeschuttbildung. Für die grobstückigen Bänke mag dies

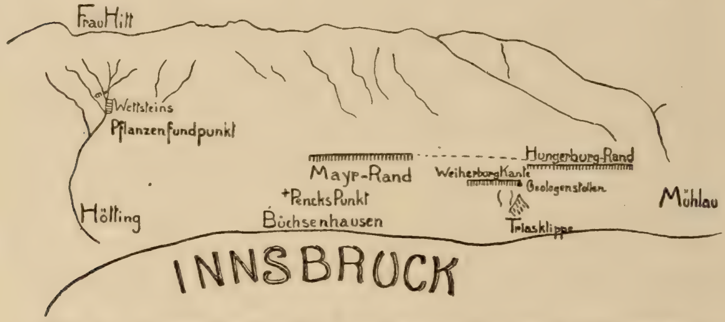


Fig. 1. Schematische Ansicht des nördlichen Inntalhanges zwischen Hötting und Mühlau.
Höttinger Brekzie: Oberes Vorkommen an Wettsteins Pflanzenfundpunkt. Unteres Vorkommen am Rande der Hungerburgterrasse. Der Geologenstollen befindet sich am östlichen Rand der Weiherburgkante.

gelten, aber der gleichmäßig feinkörnige „Kalkgries", von dem Penck spricht, paßt nicht recht zu dieser Deutung.

Das interglaziale Alter der Brekzie würde sich aus zwei Umständen ergeben. Penck und Böhm beberichten von kristallinen Geschieben, die sie in der Brekzie gefunden haben, an deren glazialem Transport nicht zu zweifeln sei. Über diesen Punkt kann ich neue Beobachtungen nicht anführen. Wie schwierig aber eine positive Entscheidung dieser Frage ist, geht schon daraus hervor, daß Penck im Gebiete der Brekzie eine weitere ähnliche Bildung: den „Höttinger Schutt", ferner eine „zementierte Moräne" unterscheidet; dazu kommen noch Glazialschotter und endlich jüngste

Kalktuffbildungen. Die Zurechnung eines Vorkommens mit glazialen Geschieben zu der einen oder der anderen dieser Bildungen wird nicht immer glatt zu entscheiden sein. Einem Geschiebe glazialen Transport, im Gegensatz zu fluviatilem, anzusehen, ist ebenfalls nicht immer einfach. „Gekritzte Fragmente" beschreibt Böhm neben Gneisgeröllen in der Brekzie; ich nehme an, daß die Fragmente Kalk oder Dolomit waren — im Gehängeschutt können Kritzungen auch ohne glaziale Einflüsse entstehen. Es sind dies alles Bedenken, die aber durch positive einwandfreie Funde über den Haufen geworfen werden können. Das ist eine Aufgabe für langwierigere Untersuchungen.

Der zweite ausschlaggebende Umstand beruht in den Lagerungsverhältnissen. Auch die Entscheidung dieser Frage begegnet besonderen Schwierigkeiten. Bei Ablagerungen an einem Abhange muß die Regel, daß die älteren Schichten unten, die jüngeren oben liegen, mit Vorsicht angewendet werden. Liegen auf den verschiedenen Höhenstufen eines Abhanges Ablagerungen verschiedener Art, dann sind ihre Altersbeziehungen nicht ohne weiteres eindeutig bestimmbar. Die *Rhododendron*-Brekzie steht bei etwa 1150 m an, die Hungerburg-Brekzie im Mayr-Bruch die hauptsächlich Kiefernadeln geliefert hat, steht bei 800 m an. (Hierzu Blaas, Verh. d. K. K. Geol. Reichsanst., 1912.) Sind diese beiden Vorkommnisse gleichaltrige, wie Schuppen auf dem präformierten Hange abgelagerte Schollen? Oder ist die tiefer anstehende Brekzie die ältere, oder ist sie gar jünger, also erst zur Ablagerung gelangt, als die Erosion den Hang bis auf 700 m etwa herausgearbeitet hatte? Ampferer betont ebenfalls diese Frage und entscheidet sich in dem Sinne, daß er die untere Brekzie für älter ansieht. Seine Beweisführung ist aber schwierig; auch auf diese Frage gehe ich hier nicht ein. Es handelt sich heute nur um die aus Lagerungsverhältnissen zu erschließende Altersbeziehung zwischen Höttinger Brekzie und der von Penck so bezeichneten „Liegenden Moräne". 1882 (S. 243) rechnet Penck die Brekzie zu der älteren von zwei Zwischeneiszeiten, bei der Annahme von drei getrennten Eiszeiten. 1909 wird sie, S. 391, zur Riß-Würm-Interglazialzeit, also der dritten Interglazialzeit, bei vier Eiszeiten gerechnet. Neuerdings (Sitzungsber. d. Preuß. Akad. d. Wiss., Phys.-Math.-Nat.-Kl., 19. Februar 1920) wird sie zur Mindel-Riß-Interglazialzeit ge-

rechnet, also zur zweiten von drei Interglazialzeiten. Dementsprechend wurde die „Liegende Moräne“ zuerst zur ältesten Eiszeit, dann zur Riß- und zuletzt zur Mindel-Eiszeit gestellt. Die Lagerungsverhältnisse an der Grenze zwischen den beiden Gesteinen werden von Penck einwandfrei (1882, S. 235) dargestellt — nur den Schlußfolgerungen kann ich nicht beistimmen. Bedenken gegen dieselben führt er selbst an, auch Böhm hatte anfangs dieselben Bedenken, die Rothpletz und ich ebenso empfunden haben. Aber Penck suchte diese Bedenken zu zerstreuen, und es gelang ihm, Böhm zu überzeugen. Endgültig stellt er folgenden Satz auf: „Die rote Brekzie von Innsbruck wird von einer Grundmoräne unterteuft“. Das Hauptprofil im östlichen Weiherburggraben entspricht auch bei ihm meinem Schema Fig. 2. Die Bänke der weichen unteren Brekzie stoßen an der Grundmoräne ab, und die starken festen Bänke ragen als Dach darüber hin. Das ist aber keine Überlagerung. Weiter westwärts am Gehänge und

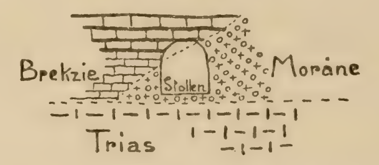


Fig. 2. Schema der Hohlkehlenausfüllung.

sonst unter der Brekzie findet Penck allenthalben die „Liegende Moräne“. Dazu ist zu bemerken, daß an dem ganzen Hange in Nischen und Ecken zwischen den Hervorragungen festerer Gesteine Fetzen der Grundmoräne auffindbar sind, wo nicht Schotter oder jüngerer Schutt den Hang verdecken. Ob dies Obere oder Untere Moräne ist, müßte sich nach Penck aus der Höhenlage ergeben. Trotz der sehr bestimmt geäußerten Auffassung von Penck stellte sich das Bedürfnis heraus, die Sachlage weiter zu klären, und das sollte durch den von Lepsius angeregten Stollen erfolgen. Dieser wurde an der Stelle angelegt, wo die Untere Grundmoräne besonders deutlich unterhalb der Brekzie aufgeschlossen ist, an der Stelle, die bei Penck-Brückner durch eine wohlgelungene Aufnahme S. 383 dargestellt ist und auf die sich Fig. 1, Taf. I bei Penck 1882 bezieht, und die Blaas z. B. auch auf S. 9 seines „Klein. Geolog. Begleiters auf der Innsbrucker Lokalbahn“ 1911

bei Fig. 3 verwertet. Ich werde nachweisen, daß die Wahl dieses Punktes für die Erhärtung der Penckschen Auffassung nicht geeignet war.

Aus meiner Skizze Fig. 1, die nach photographischen Aufnahmen zusammengestellt ist[1]), geht hervor, daß die von dem Abbruch der Höttinger Brekzie an der Kante der Hungerburg-Terrasse herrührende Wand aus drei Abschnitten besteht. Den westlichen bezeichne ich als den Mayr-Rand, den östlichen als den Hungerburg-Rand und den mittleren als die Weiherburg-Kante. Die Hungerburg liegt oben auf der Terrasse, und die Weiherburg unten am Fuße des steilen Gehänges. Man erkennt ferner auf den ersten Blick, daß der mittlere Abschnitt: die Weiherburg-Kante, gegen die anderen beiden Abschnitte talwärts verschoben ist. Man könnte fast denken, daß der mittlere Teil der Terrassenkante heruntergeglitten und bis zu seiner jetzigen Lage verschoben worden ist. Das ist aber nicht der Fall. Die Ursache der Erscheinung liegt vielmehr darin, daß in der Mitte des Hanges eine Triasklippe talwärts vorgeschoben ist, wie auf meiner Fig. 4 und auf der erwähnten Figur bei Penck und Blaas angedeutet ist. An den steileren Hängen in O und W ist die aus Brekzie bestehende obere Platte der Hungerburg-Terrasse stärker angenagt und dadurch ist ihre Kante bergwärts verlegt. Der vorgeschobene Triaspfeiler bot einen Widerhalt, auf dem die hier flacher liegende Brekziendecke weiter talwärts sich erhalten konnte. Auf meiner Fig. 3 habe ich dieses Ver-

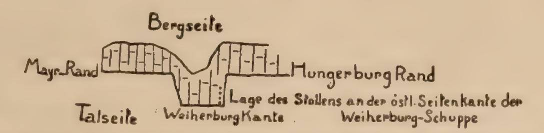


Fig. 3. Schema der von oben gesehenen obersten Platte der Brekzie; in Wirklichkeit ist sie nur an der Kante sichtbar, sonst durch „Obere Moräne“, Schutt, Rasen und Wald überdeckt.

halten darzustellen versucht. Die seitliche Verbindung zwischen der talwärts vorgeschobenen Schuppe der Brekzie und dem weiter oben anstehenden Ost- und Westrande ist

---

[1]) Die den Beleg bietenden Diapositive wurden bei dem Vortrage gezeigt; 6 Bilder wurden zu Tafel IX zusammengestellt, deren Druck die Hamburgische Wissenschaftliche Stiftung durch eine Beihilfe ermöglichte.

durch Wald, Rasen und Schutt verdeckt. Eine kleinere Triasklippe bergaufwärts, etwas weiter östlich, fand ich im Walde, wie auf Fig. 4 angedeutet. Die Verhältnisse an der Südostecke der Weiherburg-Kante mögen auch durch Fig. 4 erläutert werden. Die größere Triasklippe ragt als vorspringende Nase aus dem Abhange hervor, auf ihr liegt die durch die Atmosphärilien bloßgelegte Grundmoräne, die, einen kurzen Rücken bildend, bis zur Ecke der Brekzie reicht, unter deren obersten starken Bänken sie verschwindet. Am inneren Abfalle dieses

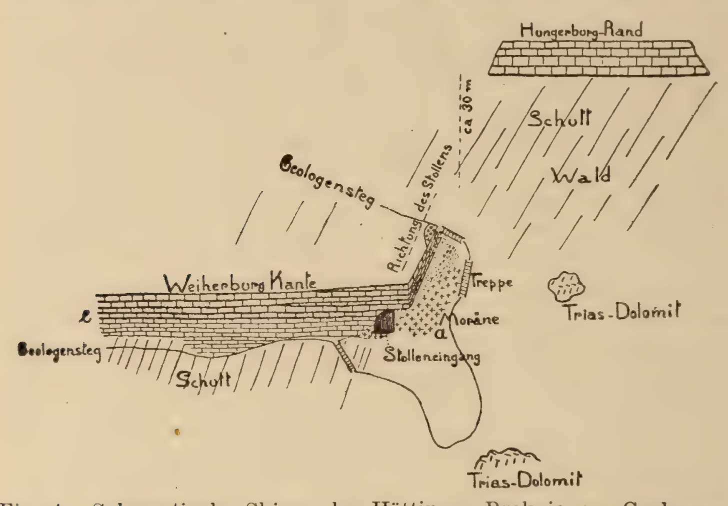


Fig. 4. Schematische Skizze der Höttinger Brekzie am Geologensteg aus der Vogelperspektive.
a) Moräne (Blaas-Penck: U. M.); b) Geschichteter feinkiesiger Sand; c) Schotter; d) Staubsand; e) Brekzie; f) Schutt mit Moränenmaterial.

Rückens, also zu dem Quelltrichter des Weiherburg-Grabens zu wird sie von abgeschwemmtem Schutt verdeckt. Bei Anlage des Geologensteges wurden die Verhältnisse auch an der Ostkante des Weiherburg-Randes bloßgelegt. Der Geologensteg läuft von W her am Fuße der Brekzienwand, an der Oberkante des Gehängeschuttes entlang bis zu der oben erwähnten Kontaktstelle, an der der Stollen senkrecht zur Felswand in den Hang hineinführt. Vor dem Stollen führt dann der Weg in einer Schleife über den Moränenrücken (Fig. 4) erst talwärts, dann bergwärts zurück zur Ostkante des Brekzienrandes. Auf den Diapositiven konnte dies Verhalten deutlich gezeigt

werden (Taf. IX, Fig. 2 und 3). Die Dicke des Pfeilers zwischen dem östlichen Stollenstoß und dem Ostrande der Kante beträgt höchstens 3 m. Das dort erkennbare Profil ist auf unserer Skizze Fig. 4 nordöstlich vom Stolleneingang eingezeichnet, (Taf. IX, Fig. 4). Aus dieser Darstellung geht hervor, daß die schuppenartig vorspringende Brekzienplatte von einer talwärts gelegenen Abbruchskante und von einer rechtwinklig dazu verlaufenden bergwärts schwach ansteigenden Seitenkante begrenzt ist. Auf 6 m mag diese Ostkante bloßgelegt sein, weiter bergwärts ist sie von Schutt verdeckt. Die untere Grenze dieser Deckplatte ragt vom Stollenmundloch aus schräg aufwärts, so daß von der Schichtenreihe an der Treppe der Seitenkante etwa nur eine starke ca. 1 m mächtige Bank, die oberste übrig bleibt. Diese schräg abfallende Grenze zwischen der Brekzie oben und der Moräne unten war 1914 noch am unteren Rande des linken westlichen Stoßes des Stolleneinganges deutlich zu sehen; die Stelle ist auf meiner damaligen Aufnahme wohl zu erkennen. Es ist dadurch klar, daß hier an dieser Ecke die Brekziendecke hohlkehlenartig unterhöhlt war. Diese Hohlkehle lief von Süd nach Nord an der Ostkante entlang; über Tage sieht man dies nur auf 6 m. An der Innenkante der Hohlkehle verläuft der Stollen; der Stollen ist 17,8 m lang, es ist demnach höchst wahrscheinlich, daß auch die Hohlkehle sich in gleichem Maße bergeinwärts erstreckt, wenngleich sie durch den Schutt des Gehänges verdeckt ist. In einer querschlägigen Strecke durch den östlichen Stoß dürfte man also keine Brekzienwand antreffen, wenn diese Vorstellung richtig ist. Nischen, Höhlen und Hohlkehlen unter den oberen festen Bänken der Brekzie sind in den oberen Teilen des Höttinger Grabens, dort, wo die Gufer-, Pleisbach- und Breitbach-Reise sich vereinigen, häufig; sie sind immer dort zu erwarten, wo mächtige feste Bänke über mürben, weniger widerstandsfähigen Schichten liegen.

Was die Entstehungsart der Hohlkehlen anlangt, so möchte ich, bis nicht schlagende Beweise erbracht werden, nicht daran denken, daß der vorrückende Gletscher, von dem die Moräne herbeigebracht wurde, auch selbst die Hohlkehle herausgeschliffen hat. Verwitterung und fließendes Wasser sind im allgemeinen die wahrscheinlichsten Ursachen. In diese vorher entstandene Hohlkehle ist also die von Penck sogenannte Untere Moräne

von dem dazugehörigen Gletscher hineingepreßt worden. Wenn die Tiefe der Hohlkehle nicht mehr als 6—8 m beträgt bei entsprechender etwa gleicher Höhe, ist diese Einpressung eine durchaus gangbare Vorstellung. ROTHPLETZ schreibt a. a. O., die Moräne sei „h i n e i n g e s c h l e m m t" worden. Eine Umlagerung durch Schmelzwässer kann ich nur bei den obersten geschichteten Sanden und den Schottern (Fig. 2) sehen; der obere kiesreichere Teil der Grundmoräne mag von Schmelzwässern schon beeinflußt sein, aber der untere Hauptteil der Bildung ist typische rein glaziale Grundmoräne. Eine Stütze meiner Auffassung von der Natur der Hohlkehle sehe ich in dem von AMPFERER gezeichneten L ä n g s p r o f i l des Stollendaches, das bei 12 m eine starke Aushöhlung nach oben aufweist. Die Entstehung dieser Form ist mir am ehesten verständlich, wenn sie durch eine seitlich eingreifende äußere Höhle, also eine Erweiterung der galerieartigen Hohlkehle veranlaßt ist. War also der Fels mit einer derartigen seitlichen Hohlkehle und mit Aushöhlungen versehen, dann ist die scheinbare Unterlagerung der Moräne auf einfache Weise erklärbar. Nach dieser Auffassung ist also die Brekzie vor der die Moräne liefernden Eiszeit, wahrscheinlich sogar ziemlich lange davor, entstanden. Es ergibt sich dies schon aus den Lagerungsverhältnissen allein. Die W a h l des so nahe an der Ostkante gelegenen Punktes für den A n s a t z des Stollens war also n i c h t g l ü c k l i c h, weil der Stollen der Seitenkante der Platte zu nahe liegt und somit ganz in die Hohlkehle fällt. Wollte man eine allgemeine Verbreitung der Grundmoräne unter der Brekzie nachweisen, dann hätte man mit der Stollenanlage weiter ab nach Westen gehen müssen. Nach der Kenntnis der Dinge, die man jetzt hat, muß man darauf gefaßt sein, in allen Teilen der Brekzie alte, mit Moräne oder Schutt erfüllte senkrechte Klüfte, tiefeingreifende frontale Hohlkehlen, Schlote, Kamine usw. anzutreffen.

PENCK meint nun, die Hangende Moräne, die über der Brekzie läge, enthielte Blöcke der Brekzie in Form von Geschieben, in der L i e g e n d e n M o r ä n e — namentlich in den Vorkommen am Stollen — habe man k e i n e G e s c h i e b e derart gefunden. Das Fehlen der Geschiebe wäre nach meinem Dafürhalten kein Beweis für ein höheres Alter. Die Brekzie wurzelt am Triashange; die Moräne wird im allgemeinen durch den fließenden Gletscher von der Tallinie aus nach den Talwänden zu bewegt, und

ich kann mir denken, daß es in unserem Falle am Ufer des Gletschers stille Ecken und tote Winkel gab, wo dieser keinen Schuttzuwachs aufnahm; dort würde die Moräne auch keine Lokalgeschiebe enthalten. Im allgemeinen bezeichnet Penck als „Hangende" die über der Brekzie befindliche Moräne und als „Liegende" die in geringerer Meereshöhe anstehende Moräne. Es ist nun sehr bezeichnend, daß er S. 385 (Penck-Brückner) nördlich von Büchsenhausen vom Anstiege zum Mayr-Bruch, also in der Höhenlinie der „Liegenden Moräne" eine Moräne gefunden hat, die die Brekzie in Form von Geschieben enthält; er spricht sie deshalb als Hangende Moräne an. Auf Fig. 1 habe ich die ungefähre Lage des Fundes als Penckschen Punkt bezeichnet. Petrographisch lassen sich allgemeine Unterschiede zwischen „Hangender" und „Liegender Moräne" nicht feststellen — die Höhenlage ist nicht durchgehend bestimmend —, nur das Vorhandensein von Brekziengeschieben soll maßgebend sein — und was für Bewandtnis es mit negativen Merkmalen in diesem Falle auf sich hat, habe ich eben auseinandergesetzt. Penck gibt also zu, daß auch die jüngere Moräne in einem tieferen Niveau angetroffen werden kann. Die Lagerungsverhältnisse am Stollen ergeben also keinen Beweis für das von Penck dargestellte Altersverhältnis zwischen Brekzie und seiner „Liegenden Moräne". S. 326 des genannten Werkes setzt Penck selbst die Erscheinung, auf die es ankommt, in besonderes Licht: „Die einen Terrassenabfall überkleidende Hangendmoräne greift gelegentlich keilförmig in denselben ein". Und so ist es nach meiner Auffassung auch am Stollenmundloch der Fall.

Ich habe noch weitere Gründe für meine Auffassung. — Ampferer meint in seinem Bericht (S. 146), daß das Bild der Aufschlüsse im Stollen selbst für Anhänger der Unterlagerungshypothese manche Überraschung bot. Am überraschendsten dürfte die gleichmäßige Auskleidung der Moränenoberfläche mit einer 5—10 cm starken, also ziemlich gleichbleibenden Schicht eines gelblichen sandigen Lehms sein: er bezeichnet diese Schicht selbst als einen „Belag". Die Schicht führt bis hinauf zum Ausbiß der Grenze zwischen Brekzie und Moräne am Oberteil des Geologensteges. Hier erscheint sie in Form eines sehr feinen, ungeschichteten Staubsandes. Darüber liegt die Brekzie mit erkennbaren groben Kalkblöcken. Darunter schaltet sich, nach außen von der Hohlkehle aus ge-

rechnet, eine schwache Schotterbank ein, und unter dieser liegt feingeschichteter Sand mit wenig Kies. Dieser geschichtete Sand reicht etwas weiter in die Hohlkehle hinein als der Schotter (Fig. 5). Nun stelle man sich vor: die Grundmoräne mit der gleichmäßigen, feinstkörnigen Auskleidung, dem „Belage", wurde verhältnismäßig plötzlich den Kräften ausgesetzt, die „die mächtige Schicht des

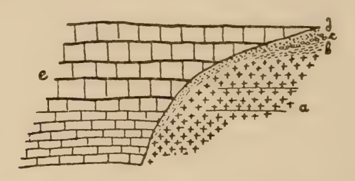


Fig. 5. Schema des Kontakts zwischen Brekzie (e) und der Moräne (a) am Geologenstollen.
b) Geschichteter feinkiesiger Sand; c) Schotter; d) Staubsand.

Brekzienschuttes" anhäuften, Gehängeschuttströmen mit Muren und Wasserfluten! — alles dies müßte die Oberfläche der Grundmoräne mit ihrem „Belage" in weitgehendem Maße beeinflußt haben; — von alledem keine Spur. Ampferer gibt sogar eine zarte Schichtung des „Lehmes" im Stollen selbst an. „Nicht einmal die dünne Haut des Streifenlehmes ist verletzt worden", wie Ampferer schreibt, und nicht dessen „zarte Schichtung". Hiergegen wendet sich auch Rothpletz mit Nachdruck. Ampferer schließt: „Es braucht nach diesen (seinen) Ergebnissen keiner weiteren Ausführung mehr, daß der Hypothese von einer Hereinpressung von jüngerer Grundmoräne in eine Brekzienhöhle nunmehr jede Stütze entzogen ist" —; ich entnehme im Gegenteil dem Befunde an der Oberfläche der Moräne allein schon, daß der Hypothese von der Auflagerung der Brekzie auf die Moräne dadurch eine weitere Stütze entzogen wird. Die Erklärung der Entstehung des Staubsandes ist aber auf alle Fälle schwierig. Geschichtete Sande und Schotter über der Moräne oben am Ausbiß der Grenze sind fluvioglazial — aber der Staubsand? Rothpletz meint, der Grundwasserstrom hätte aus der Moräne die sandig-glimmerigen Bestandteile herausgeschwemmt und sie langsam und schichtweise in dem schmalen Hohlraum zwischen der Moräne und ihrem Dache zur Ablagerung gebracht.

AMPFERER hielt den Streifenlehm anfangs für eine äolische Bildung, eine Art Löß; später (PETERMANNS Mitt. 1915. S. 337) für eine Verwitterungs- und Abschwemmungskruste, entstanden an der Oberfläche der freiliegenden Moräne. Bei aller Ablagerung im Wasser müßten horizontale Schichten entstehen, sei es in einem spaltförmigen Hohlraum, sei es an der unregelmäßigen Oberfläche der Moräne. Statt dessen schmiegt sich die Schichtung des Staubsandes an die wellenförmige Oberfläche der Moräne. Wenn v. LEININGEN in seinem Bericht über den Schlämmversuch bei AMPFERER in derselben Arbeit meint, es wäre ein im Wasser abgesetztes Sediment, dessen feinste Teilchen schon ausgeschlämmt worden seien, so ist dies eine Behauptung, die sich nur aus dem petrographischen Bestande, nicht aus dem stratigraphischen Befunde ergibt. Mich erinnert dieser Überzug sehr an gewisse Höhlenlehme oder Höhlenstaubarten, die voraussichtlich durch chemische Verwitterung des kalkhaltigen Höhlendaches entstanden sind. Auch in diesem Falle müßte die Annahme von ROTHPLETZ Geltung haben, daß zwischen Brekziendecke und Moränenoberfläche ein schmaler Hohlraum entstanden ist, entweder durch Schwund der Moräne oder durch Abwitterung der kalkigen Brekzie an der Unterseite, unmittelbar auf der undurchlässigen Moräne.

Für die Beurteilung der Altersbeziehung zwischen Brekzie und Moräne scheint mir ein weiterer Punkt von Wichtigkeit zu sein. Im Jahre 1919 fand ich neue Aufschlüsse an einer Straße, die zum Westende des Mayr-Bruches emporführt. Die ungestörte, angenähert horizontale Lagerung der starken Bänke der Brekzie ist dort deutlich erkennbar, zugleich sieht man aber, daß einzelne Blöcke aus ihrer Lage geraten sind, einige sind sogar steil aufgestellt (Fig. 6). Zwischen den Blöcken sind

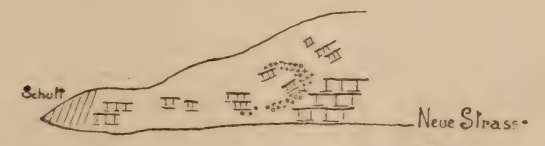


Fig. 6. Aufschluß an der neuen Straße am Westende des Mayr-Bruches. Einzelne Bänke der Brekzie ragen in ungestörter horizontaler Lagerung aus dem Hang heraus; einige große Blöcke sind aus ihrer Lage gebracht. Moränenmaterial mit über faustgroßen Geschieben füllt die Lücken zwischen gestörten und ungestörten Brekzienblöcken aus.

einzelne bis fast kopfgroße Geschiebe eingebettet, und bei näherem Zusehen bemerkt man, wie die Moräne mehrfach die Zwischenräume ausfüllt (Taf. IX, Fig. 5 und 6). Der Höhenlage nach muß es Liegend-Moräne sein. Wie ist aber die Durchwachsung von Brekzie und Moräne zu erklären? Sind das hier die großen Blöcke, die vom Hange herab in die plastische Grundmoräne hineingeglitten sind? Sieht man hier die Einwirkung einer Mure auf eine vorher abgelagerte Grundmoräne? Das Bild müßte doch wohl anders sein. Die ungestörten horizontalen Bänke sind die Reste ursprünglicher Bildung; die Moräne durchtränkt das Ganze, erfüllt die durch Störungen entstandenen Lücken — sie ist das Spätergebildete.

Penck würde darin die Hangend-Moräne sehen, entsprechend dem Büchsenhausener Vorkommen. Ich sehe hier dieselbe Moräne wie am Geologenstollen; wenn an beiden Punkten das Bild, das die Moräne bietet, so verschieden ist, so liegt das daran, daß am Westrande des Mayr-Bruches die vorgeschobene Ecke der ganzen Brekzienplatte, stromaufwärts gerichtet, dem herabströmenden Gletscher Widerstand leisten mußte — dabei erfolgte die Zerstückelung, die Durchtränkung oder Durchknetung mit Moräne, während am Ostrande der Weiherburg-Kante ein stiller Winkel lag, in dem die Grundmoräne vielleicht durch einen schwachen rückläufigen Wirbel des Gletscherstromes in die Hohlkehle hineingepreßt wurde.

Faßt man die Ergebnisse dieser Gedankengänge zusammen, so stellt sich heraus, daß man es mit zwei grundverschiedenen Bildungen zu tun hat: Die Brekzie wurzelt am Triasfels des Gebirgshanges, sie ist ein mit ihm verwachsenes festes Gestein. Die starke Verkalkung der oberen Bänke sowie die Schutthäufung an sich setzen ein zeitweilig trockenes Klima voraus; die Flora dagegen läßt ein feuchtes Klima vermuten. Voraussichtlich handelt es sich um ein Klima mit stark ausgeprägten, jahreszeitlichen Gegensätzen. Die Moräne ist in entgegengesetzter Richtung gewissermaßen aus der Tallinie heraus der Brekzie entgegengewachsen. Sie ist weniger verfestigt als die Brekzie, nicht wesentlich verkalkt. Sie verkleidet wie ein Bewurf die Stirnansicht des alten Gebäudes; an den Kanten und Ecken des Gesimses ist der Bewurf fortgewaschen und nur in Hohlkehlen und anderen geschützten Ecken hat er sich erhalten. Die Brekzie bietet am Stollen die Hohlform, die Moräne die Vollform. Der Aufbau der

Vollform, der in der Überkleidung durch den Staubsand seinen Ausdruck findet, ist bedingt durch die Grenzfläche der Hohlform, deren innerer Aufbau mit der Grenze gegen die Grundmoräne gar nichts zu tun hat. Die Hohlform ist das Ältere, die Vollform hat sich angepaßt, ist also das Jüngere. Die scheinbare Liegend-Moräne ist in Wirklichkeit jünger als die Brekzie — die Brekzie ist älter als die „entsprechende" Eiszeit. — Damit entfällt die Möglichkeit, das Vorkommen der Höttinger Brekzie im Weiherburg-Graben als ein typisches Beispiel für ein Interglaziale anzusehen, es fällt dadurch eine bisher hochgewertete Stütze für die Anschauung des Polyglazialismus überhaupt, und es stellt sich immer dringender die Notwendigkeit heraus, auch die übrigen Stützen dieser Anschauung einer Überprüfung zu unterziehen, denn es ist zu befürchten, daß der Polyglazialismus sich zu früh zu einem starren Dogma ausgewachsen hat[2]).

An der Diskussion beteiligen sich die Herren POMPECKJ, PHILIPP, KEILHACK und der Vortragende.

Herr JAEKEL macht darauf einige geschäftliche Mitteilungen.

Herr **L. MINTROP**, Bochum, spricht über

Die Ermittlung des Aufbaues von Gebirgsschichten aus seismischen Beobachtungen.

Ausgehend von der Theorie der Erdbebenwellen im Erdinnern, wie sie namentlich von WIECHERT als Grundlage seiner Schlußfolgerungen über den Aggregatzustand des Erdinnern aufgestellt worden ist, legte der Redner ein von ihm ausgearbeitetes und mehrfach erprobtes Verfahren dar, das es ermöglicht, aus den Aufzeichnungen der von kleinen an der Erdoberfläche erzeugten Sprengungen ausgehenden Erschütterungswellen Schlüsse zu ziehen auf die Art und die Erstreckung von Gebirgsschichten in der Tiefe. An der Hand von Lichtbildern wurden praktische Fälle vorgeführt, in denen es mit dem neuen Verfahren in kürzester Zeit gelungen war, Salzhorste unter der Erd-

---

[2]) Dieser Satz war niedergeschrieben, ehe mir der Bericht über KEILHACKS Vortrag zur Lößfrage in dieser Zeitschrift (S. *146*) zu Gesicht gekommen war; die Anklänge im Wortlaut sind zufällig; ich lasse den Satz aber absichtlich stehen; was dort gelten soll, möge auch hier gelten. GÜRICH.

oberfläche in bezug auf Tiefe und Erstreckung nachzuweisen. Ferner wurde die Einlagerung von Braunkohlentonen im Basalt nach Mächtigkeit und Tiefe mit großer Genauigkeit vorausberechnet. Die Vorausberechnungen fanden Bestätigung durch die nachträglich niedergebrachten Tiefbohrungen. In einem anderen Falle wurde gezeigt, daß eine alte 800 m tiefe Bohrung auf Salz nach dem beschriebenen Erkundungsverfahren von vornherein als Fehlbohrung hätte bezeichnet werden können. Nach den bisher vorliegenden Ergebnissen ist das neue Verfahren ein wertvolles Hilfsmittel zur Erkundung und Erforschung nutzbarer Lagerstätten.

An der Diskussion beteiligen sich die Herren LEHMANN, POMPECKJ, SCHWARZENAUER und SCHUH.

Herr **STILLE** spricht über **„Das geologische Bild der niedersächsisch-hessischen Lande“.**

Herr **OTTO JAEKEL** spricht über

Die Gliederung des Diluviums in Rügen

und betont zunächst die Zweiteilung der diluvialen Schichtenfolge durch das baltische Bruchsystem (JAEKEL). Diese baltischen Brüche verwarfen die Kreide und die ihr einstmals horizontal aufgelagerten Schichten des älteren Diluviums, das man danach, soweit es verworfen ist, als prätektonisches unteres Diluvium bezeichnen kann. Dieses untere Diluvium wurde von PHILIPPI (1905) und KEILHACK (1912) als das „typisch dreiteilige“ Diluvium bezeichnet, da es in den zahlreichen Aufschlüssen zwischen Saßnitz und Stubbenkammer fast überall aus einem untersten Geschiebemergel (D_2 bei PHILIPPI — irrtümlich nach PHILIPPI von KEILHACK als D_1 bezeichnet —, M_1 bei JAEKEL), einer Sandfolge (J_1 JAEKEL) und einem zweiten Geschiebemergel (D_1 PHILIPPI, D_2 KEILHACK, M_2 JAEKEL) zusammengesetzt ist. Tatsächlich zeigt sich aber an einigen Stellen, daß über dem zweiten Geschiebemergel (M_2) noch ein sandiges Schichtensystem (J_2 JAEKEL) folgen kann, das dann ebenfalls tektonisch gestört und also vor den baltischen Brüchen abgelagert ist. Wir haben also im älteren Diluvium folgende Schichten:

J_2 zweite sandige Schichtenfolge,
M_2 zweiter Geschiebemergel (7 m),
J_1 unterste Sandschichten,
M_1 unterster Geschiebemergel (2—7 m).

Konkordant darunter die Oberfläche der obersenonen Mukronatenkreide[1]).

M_1 und M_2 sind typische, meist grau gefärbte Geschiebemergel, die in jeder Beziehung den Charakter der Grundmoräne darbieten. Sie sind ziemlich gleichmäßig mit nordischen Geschieben durchsetzt; nur an der Basis sind diese öfter zu einem „Pflaster" angereichert. Sie sind ferner ungeschichtet. Ich sehe darin eine Folge der ständigen Durchknetung der Grundmoräne durch die Bewegung des darübergleitenden Eises. Nur in dem Streifen 10, nach KEILHACKS Zählung, zeigt sich an der Basis von M_1 eine feine Sandbank eingelagert, aber auch sie ist zu einem wirren, regellosen Band verknetet. Im allgemeinen ist also kein Teil der Grundmoräne unter dem Eise zur Ruhe gekommen. Die erste Grundmoräne (M_1) keilt sich in auffallender Weise nach Süden zu aus. Sie ist am Kieler Bach etwa 10 m mächtig und reduziert sich an der Steilküste allmählich bis Saßnitz auf 2—1½ m.

Diese Verdünnung der Grundmoräne dürfte wie anderwärts wohl auch hier dafür sprechen, daß der Südrand dieser ersten Vereisung nicht weit davon entfernt war, also vielleicht nicht einmal das Festland Pommerns erreichte. Das schließt natürlich nicht aus, daß diese erste Vereisung Deutschlands westwärts bis nach Hamburg und darüber hinaus reichte.

Die zweite Grundmoräne (M_2) ist fast überall etwa 7 m mächtig und mochte weit nach Süden über das norddeutsche Festland gereicht haben. Sie bildet die erste Grundmoräne der Einteilung GAGELS.

Die beiden älteren Geschiebemergel (M_1 und M_2) sind nahezu frei von Feuersteinen. Das steht damit im Einklang, daß die Kreide während ihrer Ablagerung horizontal oder ganz flach nach Süden geneigt war und dem Eise keinerlei Widerstand entgegensetzte, so daß dieses auch keine Veranlassung hatte, erodierend zu wirken und der Kreide Feuersteine zu entnehmen.

In dem untersten sandigen Schichtensystem (J_1) hat STRUCKMANN 1879 eine reiche Fauna von Fischen und Mollusken in Saßnitz nachgewiesen. Erneute Begehungen der Fundstelle haben meinerseits keine Reste dieser Fauna mehr zutage gefördert, wohl aber gezeigt, daß hier in

---

[1]) OTTO JAEKEL: Neue Beiträge zur Tektonik des Rügener Steilufers. Diese Zeitschrift 69, 1917, S. *81*.

der Tat die unterste Sandschichtenfolge (J_1) vorlag. Diese dürfte danach für unser Gebiet als interglazial anzusprechen sein. In der zweiten sandigen Schichtenfolge (J_2) habe ich am Wissower Bach (Str. 5) mehrere dünne Bänke kohliger Pflanzenreste mit größeren Holzstücken gefunden. Auch sie dürfte also interglazial sein.

Genau die gleiche Schichtenfolge wie in Rügen fand ich 90 km davon entfernt am östlichen Steilufer der dänischen Insel Moën. Hiernach wird man die beschriebene Schichtenfolge M_1, J_1, M_2, J_2 des älteren prätektonischen Diluviums als konstante Schichtenfolge des südbaltischen Gebietes betrachten und nicht mit den lokalen Schwankungen in der Schichtung von Endmoränen vergleichen dürfen[1a].

Nachdem dann die baltischen Brüche das ganze Gebiet von Rügen bis Moën und beiderseits weit darüber hinaus in NNW—SSO verlaufende Streifen zerlegt hatten, fand die neue Vereisung (M_3), die nun darüber zog, total veränderte Verhältnisse vor. Das Eis mußte die ihm im Wege liegenden Dammhorste überschreiten und angreifen. Größere Horstmassen wurden vom Eise unter Abstoßung basaler Keile als „Sprungbretter" überschritten, wobei sich die Grundmoräne, wie z. B. am Wissower Bach, tief in die Nordostflanke der Horste einpreßte. Von kleineren Horsten wurden große Schollen Kreide, wie die von Dworsied und anderen Orten, abgestoßen und mit Schichten des älteren Diluviums in die Grundmoräne der neuen dritten Vereisung (M_3) aufgenommen[2]. Aus der Zerreibung der Kreide gelangten Feuersteine in großer Zahl in diese dritte Grundmoräne und wurden mit ihr über das ganze norddeutsche Flachland verbreitet. Sandige Schichten des zweiten Interglazials (J_2), die von Wasser durchtränkt und fest gefroren waren, wurden in eckigen Schollen abgestoßen und ebenfalls in die neue (dritte) Grundmoräne aufgenommen. Diese erhält also durch diese Beimengungen älterer Gesteine ihr charakteristisches Gepräge und unterscheidet sich dadurch scharf von den prätektonischen älteren Grundmoränen. Auch die Mächtigkeit dieser atypischen Grundmoräne schwankt in weiten Grenzen. Das ist also M_3 meiner Zählung.

[1a]) Diese Zeitschrift, Bd. 31, Mon.-Ber., S. *788*.

[2]) Otto Jaekel: Glaziale Schollen im Rügener Diluvium. Geol. Abh. des Geol.-paläont. Instituts der Univ. Greifswald. 1920.

Auf den Rügener Horsten, in denen das ältere Diluvium so ausgezeichnet aufgeschlossen ist, haben die späteren Vereisungen natürlich mehr abtragend als sedimentierend gewirkt. Dort sind also die jüngeren Diluvialschichten atypisch ausgebildet. Wir finden sie aber in einzelnen Vertiefungen, wie z. B. der Erosionsschlucht hinter dem Streifen 9, in der Prinzenmulde und in den Bohrlöchern am Schloßberg bei Saßnitz, ferner einstmals (1908) in den Uferprofilen beim Hafenbau südlich Saßnitz und in vielen flacheren Uferprofilen Rügens und der Greifswalder Oie.

Hier folgen über M_3 wiederum Sandschichten eines neuen dritten und letzten Interglazials (J_3). Diesem müssen die verschiedenen Funde von Zähnen des *Elephas primigenius* angehören, die in Rügen und auf dem pommerschen Festlande gefunden sind.

Darüber oder unmittelbar transgredierend auf M_3 folgt der oberste Geschiebemergel (M_4) der vierten und letzten Vereisung, deren Südgrenze ja durch die Arbeiten von Brandt, Wahnschaffe, Keilhack, Gagel, Tietze, Wunderlich und anderen klargelegt sind.

Nach alledem scheint mir die Vierteilung des Diluviums in Rügen sichergestellt. Wie weit diese einzelnen Vereisungen nach Süden auf das norddeutsche Flachland reichten, ist eine andere Frage. Immerhin wird man die Verhältnisse in Rügen der Gliederung zugrunde legen müssen, denn wenn Rügen während der Zwischeneiszeiten eisfrei war, dann muß es jedesmal auch das ganze südlich davon gelegene Gebiet gewesen sein. Da Skandinavien während des größten Teils der Eiszeit vereist war, so müssen die Vereisungen des südbaltischen Gebietes nicht nur für den Anfang und das Ende der Diluvialzeit, sondern auch für die Zählung der größeren Vorstöße des skandinavischen Inlandeises maßgebend sein.

Schluß der Sitzung 1 Uhr 15 Minuten.

v. w. o.

W. Salomon. Ewald. Wetzel.

Protokoll der wissenschaftlichen Sitzung am 16. August in der Technischen Hochschule zu Hannover.

Vorsitzender: Herr KEILHACK.

Der Vorsitzende eröffnet die Sitzung um 8 Uhr 30 Minuten.

Herr **WEIGELT** spricht über

Die Flachmeersäume und die Gesetzmäßigkeit ihres geologischen Baues.

(Mit 1 Textfigur.)

Die meisten Sedimente, die der Geologe untersucht, sind Bildungen der Flachsee, Absätze flacher, verlandender, zeitweise sinkender Küsten, an denen sich hochbedeutsame Mischungs- und Entmischungsvorgänge abspielten, deren Gesetzmäßigkeiten zu entschleiern die ontologische Methode gestattet. Wir haben Flachmeere — heute und in geologischer Vergangenheit —, an denen die Wirkung von Ebbe und Flut, voll zur Geltung kommend, den Sedimenten ihren Charakter aufprägt, und solche, wo dieser sedimentpetrographisch überaus wichtige und entscheidende Faktor so gut wie keine Rolle spielt. Gibt es aber Kennzeichen von Kriterien dafür, ob Sedimente unter dem Einfluß von Ebbe und Flut zum Absatz kamen oder nicht? Es ist erstaunlich, wie ungewiß diese Frage noch ist, und wie wenig sie von seiten der Sedimentpetrographie geprüft worden ist. Außer rein physikalischen Betrachtungen bedarf es ausgiebiger biologischer Untersuchungs- und Beobachtungsarbeit, um zum Ziele zu kommen. Nachstehend soll auseinandergesetzt werden, welche Aussicht auf Erfolg sich bietet, wenn man die geologisch erhaltungsfähigen Hartgebilde der Meeresorganismen und ihre Verteilung in den Absätzen der Gegenwart untersucht. Zum Vergleich sehr geeignet erscheinen die Verhältnisse in der Nordsee, wo Ebbe und Flut eine sehr beträchtliche Rolle spielen, und in der Ostsee, wo dieser Faktor ostwärts bis zur Bedeutungslosigkeit herabsinkt. Das Problem gliedert sich also in zwei Teilfragen.

I. Findet die Einschaltung der erhaltungsfähigen Molluskenreste in den Küstensedimenten der Nordsee nach bestimmten Gesetzmäßigkeiten statt, die nicht auf Wind-

stau, sondern auf Ebbe und Flut zurückzuführen sind? A. Der Küstensaum der Ostsee. B. Der Küstensaum der Nordsee.

II. A. Läßt sich aus der Einschaltung der Organismenreste in den Küstensäumen die Wirksamkeit von Ebbe und Flut erkennen? B. Sind die Molluskenschalen beim Wachstum reaktionsfähig genug, um aus ihrer materiellen Beschaffenheit die Wirksamkeit von Ebbe und Flut zu erkennen?

I. A. An der Ostseeküste wirkt hauptsächlich der Windstau, der den Wasserspiegel lokal dreiviertel Meter und mehr erhöhen kann. Bei dessen Nachlassen sind also Regressionserscheinungen zu beobachten. Die dabei entstehenden Erscheinungen sind überraschend gesetzmäßig (vgl. Fig.). Strandwärts liegen einzelne Fetzen von Seegras mit Miesmuscheln (2). Dann folgt ein geschlossener, schlangenförmig gewundener Saum von Seegras mit *Mytilus*, ganz von Sand verhüllt, nur am Scheitel der kleinen Düne frei sichtbar (3). Die vorspringenden Teile der Kontur entsprechen den Wellenknoten, die rückspringenden den Wellenbäuchen. Weiter seewärts ist die Fläche mit *Cardium edule L.* überstreut, das gleichfalls einen schlangenförmigen Saum bildet. Wo aber das Seegrasband vorspringt, buchtet sich der Cardiumsaum strandwärts zurück und umgekehrt. Die Wellen sind schwächer geworden, der Saum wird aus der *Cardium*-überstreuten Fläche erst herausgearbeitet, wenn sich Wellenknoten und -bäuche entsprechend, also auf Lücke stehend, verlagert haben. Und so werden allmählich kleine, senkrecht zur Strandlinie verlaufende Mulden ausgetieft im Bereich der Wellenbäuche, kleine Halden aufgeschüttet im Bereich der Wellenknoten. Der Korngröße nach abnehmend legen sich winzige, dünenartige Saumstücke von sichelförmiger Gestalt auf diesen Halden an, aus kleinen und kleinsten Organismenschalen und Holzstückchen bestehend. Hier finden sich stets Jugendformen und die spiralgerollten Gehäuse tubicoler Würmer *(Spirorbis)*, die sich von dem verfaulten Blasentang, auf dem sie festsaßen, losgelöst haben. Noch eine weitere, schlangenförmig gewundene Sedimentgrenze bildet sich auf dem Regressionsraum heraus, deren Vorsprünge und Einbuchtungen wiederum zu denen des Cardiumsaumes auf Lücke stehen. In den Aufschüttungen der Wellenknoten tritt frühzeitig, in den Austiefungen im Bereich der Wellenbäuche sehr viel später der vom

Feinsand ausgewaschene, grobkörnige, Feldspat und Feuerstein reichlich enthaltende, bunte Spatsand auf, so daß dessen Grenze gegen den Feinsand wiederum als eine umgekehrt geschlängelte Linie erscheint. Seewärts schichtet sich dann diese gröbste Fazies des Spatsandes über die ganz anderen Faktoren ihre Entstehung verdankende, feinstkörnige Fläche des Meeresbodens, die von Rippelmarken

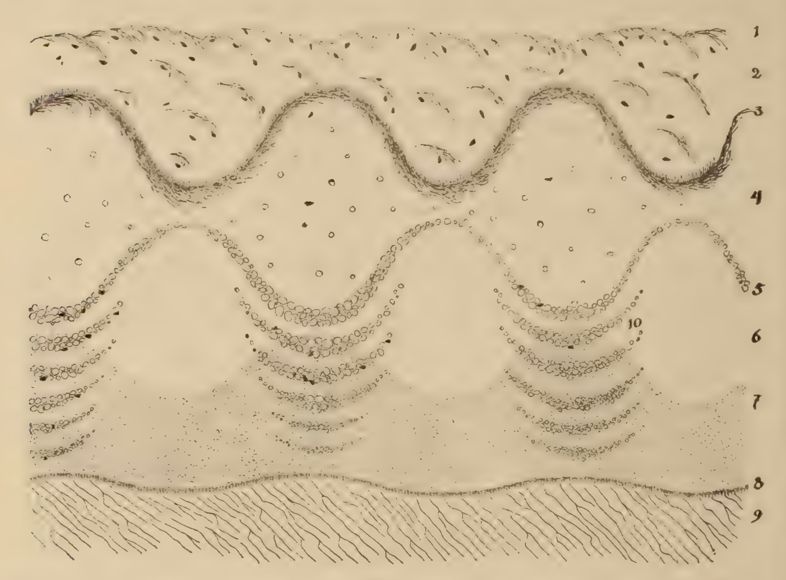


Fig. 1. Regressionssaum nach Windstau im Innern der Lübecker Bucht, entstanden in 3 Tagen, Breite 5 m, beobachtet Pfingsten 1920, oben Strand, unten Meer (Aufsicht).

1. Grenze des Wellenbereichs; 2. Fläche mit Seegrasbüscheln und *Mytilus*; 3. Seegrassaum; 4. Feinsandfläche mit *Cardium* und vereinzelten *Mytilus*schalen überstreut; 5. *Cardium*saum; 6. Feinsandfläche, weiß; 7. Spatsandfazies; 8. Böschung der Spatsandschüttung; 9 Sandfläche mit bei hohem Wasserstand gebildeten Rippelmarken; 10. Sichelförmige Organismendünchen.

bedeckt ist, diskordant auf. Die Entstehungslinie dieser Säume oszilliert ständig. Ein Teil wird zerstört, ein Teil bleibt erhalten; die Strandprofile stehen völlig in Einklang mit diesen Entmischungsvorgängen.

I. B. An der Nordsee sind diese Windstauwirkungen natürlich auch vorhanden, aber durch Ebbe und Flut werden sie immer wieder beseitigt. Ein breiter Saum organismenarmer Sand- und Schlicksedimente an der Außenseite der Inselketten trotz der reichen Lebewelt zeigt, ein wie hoher Prozentsatz von Organismenschalen der Zerstörung

anheimfällt. Die feinsten organischen Korngrößen finden wir an der Außenküste in den Furchen der Rippelmarken, wo man auch leicht Foraminiferen aufsammeln kann. Die gröbste organische Korngröße liegt auf den Sandplatten, wo Schalen mit natürlicher Färbung, weiß gebleichte, durch Schwefeleisenverbindungen im Schlick blaugefärbte und wieder herausgewaschene Reste und durch Oxydation dieser Verbindungen rostbraun getönte Muscheln einen größeren Reichtum an natürlichen Farben vortäuschen, als wirklich vorhanden ist. Nur was weit seewärts und was wattenwärts wandert, trägt zur Bildung fossilreicher Gesteine bei. Während die Querprofile am Ostseestrand einen ständigen Wechsel von Spatsand, Feinsand, bernsteinführenden mulmigen Seegraslagen mit *Mytilus*, von *Cardium*pflastern und kleinen, kohlereichen Organismendünchen aufweisen, zeigen sich am angerissenen Rand der tischebenen Marschfläche der Nordsee mitten im Schlick bald blauschwarze Lagen von *Mytilus edulis L.* mit stets nach oben gekehrter Wölbung, bald braune Schichten, erfüllt mit der Strandschnecke *Litorina litorea L.*, und dann wieder weißgraue Massen der kleinen, wenige Millimeter großen Schnecke *Hydrobia ulvae* Penn. Scheinbar liegt also ein schroffer Faunenwechsel vor, bei dem in häufigem Turnus eine Art die andere ablöste. Aber das ist alles nur scheinbar. Wie an der Ostsee, entspricht dem Übereinander im Profil das Nebeneinander in der Fläche, die betreffenden Arten sind alle denselben Lebensbedingungen angepaßt und schließen sich keineswegs aus.

II. A. Treten wir auf die eben von der Flut verlassene Fläche des Wattstrandes, so liegt seewärts nach außen eine weiträumig und unregelmäßig verteilte Überstreuung von Schalen, die *Mya arenaria L.* und *Mytilus edulis L.* angehören. Strandwärts fällt *Mya arenaria L.* auf kurze Strecken besonders reichlich in die Augen, noch weiter strandwärts schließt sich dann aber alles zusammen zu einem streng nach physikalischen Gesetzen geschlossenen Pflaster von *Mytilus edulis L.*, alle Schalen mit nach oben gekehrter Wölbung unverrückbar festgekeilt. Dann folgen ein braun gefärbter *Litorina*saum und ferner, dicht wie Graupen, noch näher am Strande die weißen Säume der *Hydrobia*, was durch Originalphotographien reichlich belegt ist.

Also findet sich durch Windstau an der Ostsee im Strandsaum die kleinste organische Korngröße seewärts, die gröbste strandwärts. Durch Ebbe und Flut an der Nordsee bilden sich viel breitere, flächenhaft geschlossene Säume, wo die Sonderung nach Größe und spezifischem Gewicht und damit auch nach Arten, Altersstadien und Erhaltungszuständen noch sehr viel weiter getrieben ist. Die kleinsten Schalen liegen aber strandwärts, die größten seewärts. Besonders wichtig ist das Studium der seltener auftretenden Faunengenossen, wie das Zahlenverhältnis von fleischfressenden Schnecken in den Säumen von pflanzenfressenden (Verhältnis von *Hydrobia* zu *Cylichna*).

II. B. Das letzte Teilproblem enthält eine rein biologische Fragestellung. Ganz zweifellos üben Ebbe und Flut einen wichtigen Einfluß auf die mit Byssus angehefteten Zweischaler wie *Mytilus edulis L.* aus, die in den obersten sechs Metern des Seichtwassers an der Grenze von Festland, Wasser und Luft ihr Lebensbereich haben. Nur ein Teil der Tiere lebt und entwickelt sich zeitlebens untergetaucht, der andere Teil läuft bei Ebbe trocken, was ja diesen euryhalinen und eurythermen Tieren nichts weiter ausmacht. Aber alle sechs Stunden müssen die Schalen sich hermetisch schließen, um den Wasservorrat zu bewahren, und die Nahrungsaufnahme muß unterbrochen werden. Das bleibt nicht ohne Folgen auf das Schalenwachstum. Das Periostracum wird rauh, der Neuzuwachs wulstig, der sonst spitze Winkel des Schalenschlusses am Hinterrand wird mehr oder minder stumpf. Das gilt nun keineswegs bloß für die Muscheln, sondern ebenso für die gleichfalls zweischaligen Brachiopoden, wie zahlreiche, im Bilde vorgeführte fossile Beispiele nachdrücklich beweisen.

Diese sehr beachtenswerte Veränderlichkeit des Schalenschlußwinkels führte den Vortragenden schließlich zu einer ausgedehnten Untersuchung über eine eigenartige Erscheinung, die „Durchformung von Fremdskulpturen" benannt werden soll. Im Wellenbereich festgeheftete Mollusken, die auf eigene Lokomotion verzichten, legen sich häufig mit breiter Unterstützungsfläche auf die Unterlage, so viele Ostreiden mit einer ganzen Schalenklappe. Solange die Unterklappe dem Substrat anliegt, bleibt der Schalenschlußwinkel so spitz wie möglich, eine Versteifung durch Eigenskulptur und Rippen ist unnötig und unterbleibt. Sobald die Unterklappe sich frei über das Substrat erheben muß, gewinnt der Schalenzuwachs, der in freiem Winkel

oft rechtwinklig abbiegt, ganz andere Beschaffenheit. Die Wachstumsstreifen werden wulstiger, der Schalenschluß-winkel wird immer stumpfer, die unterdrückte Eigen-skulptur kommt zur Geltung, Versteifung nach dem Wellblechprinzip ist sehr häufig. Bei ganz an-geschmiegter, festsitzender Lebensweise schmiegt sich die Unterklappe an eine beliebig skulpturierte anorganische oder organische Unterlage. Der Schalenschluß wird im Wellenbereich um jeden Preis bewahrt, und so werden nach und nach durch die Oberklappe, die mit ihrem neu-wachsenden Saum jeder Unregelmäßigkeit des Unter-klappensaums nachgeben muß,

die Warzen eines Seeigels,
die Rauhigkeiten eines *Cidaris*-Stachels,
die Skulptur von *Cardium*,
die Rippen von *Pecten jacobaeus* und *Vola*,
die Zeichnung von *Nassa reticulata*,

durch *Anomia* auf der Oberklappe abgebildet. Auf der Oberklappe von Austern erkennt man deutlich

Zweigstücke,
das Gehäuse von *Vermetus*,
das wabige, sechseckige Muster der angeblichen Kalk-alge *Goniolina*,
die Konturen von Gesteinsbrocken,
die Rippen von Ammonitenschalen usw.,

was an Originalmaterial vorgeführt wurde. Sehr auffällig ist die Durchformung der Skulptur von *Pecten* sp., *Nassa reticulata* und des konzentrisch und radial gerippten Zwei-schalers *Crista* sp. durch *Balanus striatus* und *Balanus balanoides*. Auch die Anwachsstreifen einer dickschaligen Cardinie aus englischem mittleren Lias sind deutlich auf der Oberklappe jugendlicher Anomien durchgeformt.

Herr **AXEL SCHMIDT** spricht über

Die Entstehung des Flußnetzes der schwäbischen Schichtstufenlandschaft

und faßt den Inhalt seiner Ausführungen in nachstehen-den Sätzen zusammen:

1. Sehr früh (Kreide, Alttertiär) hat sich auf der zur oberen Jurazeit auftauchenden, flach nach SO einfallen-den südwestdeutschen Schichtentafel, bedingt durch die ver-

schiedene Härte der Gesteine, eine Schichtstufenlandschaft ausgebildet, die nie zu einer Fastebene abgetragen worden ist.

2. Diese Schichtstufenlandschaft ist mit Ausnahme der nördlichen Teile, welche mindestens seit dem Oligocän zum Einzugsgebiet des damals noch unbedeutenden Odenwaldneckar und Urmain (Tauber) gehören, ursprünglich durch kon- und subsequente Gewässer nach SO entwässert und anfänglich, den geringen Höhenunterschieden entsprechend, sehr langsam abgetragen worden.

3. Durch die heutigen Albdurchbrüche flossen die Wasser nach SO, und zwar bis zur Linie Heuchelberg—Stromberg—Schönbuch durch die Königsbronn-Heidenheimer Pforte, deren wirkliche Sohle 100 m tiefer liegt als dort die heutige Wasserscheide („ersticktes" Brenztal), westlich der genannten Linie durch die Ebinger Pforte (Eyach—Schmiecha).

4. Die Goldshöfer Sande verdanken ihre Entstehung dem Rückstau durch die ursprünglich schmale Königsbronn-Heidenheimer Durchgangspforte.

5. Die ins Tertiär (Miocän?) zu verlegenden Schichtenstörungen und Verwerfungen haben das Flußnetz nur örtlich beeinflußt, haben aber ermöglicht, daß der Neckar die einstige Wasserscheide zwischen Brenz und Eyach-Schmiecha schneller durchnagen und so der Nagold-Enz zuvorkommen und sich im SW Gebiete aneignen konnte, die heute durch Nagold und Enz auf kürzerem Wege entwässert werden könnten.

6. Krustenbewegungen und Schichtverbiegungen im großen haben niemals stattgefunden; die Schichtentafel ist nur als Ganzes bewegt worden.

7. Der Einbruch des Rheintalgrabens im Oberpliocän schuf eine neue tiefliegende Erosionsbasis. Von dieser aus drang im Diluvium und dringt noch heute der Neckar als junger Räuber in das alte Einzugsgebiet der Donau vor. Er hat aber das alte Oberflächenbild nur nahe seiner heutigen Erosionsbasis unkenntlich machen können. In größerer Entfernung hat er infolge der kurzen Zeit nur die Abflußrichtung der Täler umzukehren vermocht. Bei der noch weiter ostwärts gelegenen Altmühl und Wörnitz ist ihm selbst dies noch nicht gelungen.

8. Die Abtragungen der diluvialen Zeit sind zwar beträchtlich, die Änderungen im Landschaftsbild groß, können

aber nicht mit den Veränderungen, die Nordeuropa seit der spätglazialen Yoldia-Zeit durchgemacht hat, verglichen werden.

Der vollständige Aufsatz wird, da er vorwiegend für Süddeutschland von Interesse ist, in den nächsten „Jahresberichten und Mitteilungen des Oberrheinischen geologischen Vereins", Neue Folge, Band X, 1921, abgedruckt werden.

Herr R. WILCKENS spricht über

Neue Gastropodenfunde im Mittleren Buntsandstein des Leinetals.

Im vergangenen Sommer fand ich auf der Schutthalde, die durch den Ausraum des Notschachtes vom Kaliwerk Siegfried I bei Salzderhelden entstanden war, einige Buntsandsteinplatten, deren Schichtflächen mit zahlreichen kleinen Gastropoden bedeckt waren. Die Schachtanlage steht auf dem Westabhang des Gensterberges, an dem mit gleichsinnigem Fallen (etwa 20° W) Bausandstein (sm_2) zutage tritt. Durch die jeweilige Drehung des Abfuhrgleises ist beim Fortschreiten der Ausschachtung der Ausraum gut horizontiert aufgeschüttet dergestalt, daß das Material aus den übereinanderfolgenden Horizonten nunmehr nebeneinander liegt; von N über W nach S, um die Schutthalde herumgehend, gelangt man in immer tiefere Horizonte bis zum Zechstein. Durch einen Vergleich mit dem mir vom Kaliwerk Siegfried I entgegenkommenderweise zur Einsicht überlassenen Schachtprofil konnte diese Tatsache einwandfrei nachgeprüft werden.

Die erwähnten Gastropodenstücke fanden sich auf der Nordseite, nahezu am Anfang der Schutthalde, auf eine einzige Stelle beschränkt. Daraus ergibt sich, daß sie aus e i n e m Horizont in der Nähe der Erdoberfläche, jedenfalls also noch aus dem Bausandstein, stammen müssen.

Mit diesem Ergebnis stimmt die petrographische Beschaffenheit der Stücke gut überein; es sind dunkelrote glimmerreiche feinkörnige Sandsteine mit geringem tonigen Zement und bläulich-roten flachen Tongallen. Drei von den acht Gesteinsstücken sind heller rot gefärbt und weniger glimmerreich und bilden jedenfalls das unmittelbar Liegende oder Hangende der dunkleren Schicht. Die Mindestmächtigkeit des gastropodenführenden Horizontes beträgt 10 cm.

Die turmförmigen Schnecken sind recht klein; die größten erreichen eben noch eine Länge von 6 mm, meist

sind sie nur 3—5 mm lang. Es lassen sich zwei Typen unterscheiden: eine mit gleichmäßig anwachsenden Windungen, mit vier bis fünf Umgängen und kreisrunder Mundöffnung; der andere Typ zeigt weniger Windungen (drei bis vier), diese umfassen sich teilweise, der letzte Umgang zeigt im Vergleich zu den vorhergehenden ein wesentlich stärkeres Größenwachstum, der Apikalwinkel ist stumpfer als beim anderen Typus, die Mündung oval. Die Schale ist nirgends mehr erhalten, einige zeigen eine kieselige Ersatzschale, die keine Skulptur erkennen läßt. Ob die Formen der *Turbonilla Weissbachi* WALTHER aus dem thüringischen Buntsandstein nahestehen, vermag ich vorläufig nicht zu sagen, da ich bisher noch kein Material zum Vergleich erhalten konnte. Auf keinen Fall handelt es sich um eine echte *Turbonilla*, da bei dieser die Achse der jugendlichen Windungen einen deutlichen Winkel mit der späteren Wachstumsachse zeigt[1]). Dagegen weist der gesamte Habitus der beiden Formen auf die Zugehörigkeit zur Gattung *Omphaloptycha* hin, ohne daß indessen nähere Beziehungen zu den zahlreichen *Omphaloptycha*-Arten des deutschen Muschelkalks festzustellen wären. In Größe, Gestalt und Art des Vorkommens recht ähnlich ist dagegen die in den Werfener Schichten Südtirols verbreitete, von WITTENBURG[2]) benannte *Coelostylina werfensis*, deren Zugehörigkeit zur Gattung *Omphaloptycha* mir sehr wahrscheinlich ist, nachdem von manchen Autoren *Coelostylina* höchstens noch als Untergattung von *Omphaloptycha* betrachtet wird[3]).

Ob die beschriebenen Gastropoden nur ein lokales Vorkommen darstellen oder auf weitere Strecken horizontbeständig sind, konnte ich bei meinen wenigen Begehungen, die sich nur auf die nächste Umgebung des Fundortes ausdehnten, noch nicht feststellen. Berücksichtigt man, daß ein so gering mächtiger Horizont mit einer unauffälligen Kleinfauna nur in günstigen Aufschlüssen bei guter Beleuchtung beobachtet wird, so ist es zu verstehen, daß er bei eventuell

---

[1]) ABEL, Lehrbuch der Paläzoologie, 1920, S. 161.

[2]) v. WITTENBURG, Beiträge zur Kenntnis der Werfener Schichten Südtirols. Geol. u. paläontol. Abhandlungen, N. F., Bd. VIII, S. 284, Taf. 40, Fig. 14 u. 18.

[3]) Vgl. hierzu: HÄBERLE, Paläontologische Untersuchung triadischer Gastropoden aus dem Gebiet von Predazzo. Verhandl. des naturhistor.-mediz. Vereins zu Heidelberg, N. F., Bd. IX, S. 405 f.

weiterer Verbreitung trotz der gründlichen Durchforschung des nordwestdeutschen Buntsandsteins bei den geologischen Kartierungsarbeiten sich bisher der Beobachtung entzogen haben kann. Gegenüber anderen Fossilhorizonten des niedersächsischen Buntsandsteins nimmt der Gastropodenhorizont insofern eine besondere Stellung ein, als jene durchweg auf den unteren Teil des Mittleren Buntsandsteins beschränkt sind. Die von GRUPE[4]) festgestellten Fossilbänke an der Untergrenze des Mittleren Buntsandsteins im Vogler- und Homburg-Wald und an der Obergrenze des sm_1 im Solling sind, ebenso wie die mit dem letztgenannten Horizont gleichaltrigen Fossillagen des Eichsfeldes und der Warburger Gegend von zahlreichen Exemplaren der *Gervilleia Murchisoni* erfüllt; im Hildesheimer Wald tritt *Gervilleia Murchisoni* an der Untergrenze und in der Mitte von sm_1 auf. Keiner dieser Fossilhorizonte führt Gastropoden. Dagegen erwähnt HAACK[5]) aus dem Hildesheimer Wald von der Obergrenze des unteren Mittleren Buntsandsteins eine Gastropodenfauna, die indessen aus *vermetus*ähnlichen Formen besteht und keine Beziehungen zu den Vorkommen des Leinetals zeigt. Die oben erwähnte *Turbonilla Weissbachi* tritt in Thüringen vergesellschaftet mit *Gervilleia Murchisoni* im Hauptgervilleienhorizont auf[6]), der auch dort dem unteren Teil des Mittleren Buntsandsteins angehört; *Turbonilla Weissbachi* ist auf weite Strecken horizontbeständig.

Für die Beurteilung der Bildungsweise des Buntsandsteins liefert unsere Gastropodenfauna nur wenig Anhaltspunkte. Immerhin zeigt sie, wenn auch vorerst nur für eine Lokalität, daß auch für höhere Horizonte des Mittleren Buntsandsteins, als bisher erwiesen, mit Sicherheit aquatische Bildung in Frage kommt. Da eine Gastropodenplatte von Netzleisten durchzogen ist, kann es sich nur um eine flache und zeitweilige Wasserbedeckung gehandelt haben. Andere Fossilreste, Gervilleien, Fischschuppen, Estherien fehlen ganz, dadurch wird auch die Entscheidung unmög-

---

[4]) GRUPE, Zur Stratigraphie der Trias im Gebiete des oberen Wesertals. 4. Jahresber. des Niedersächs. geol. Vereins 1911, S. 24.

[5]) GRUPE u. HAACK, Zur Tektonik u. Stratigraphie des Hildesheimer Waldes. Jahresber. des Niedersächs. geol. Vereins, Bd. VII, 1914, S. 161 ff.

[6]) HEEGER, Petrogenetische Studien über den Unteren u. Mittleren Buntsandstein im östlichen Thüringen. Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanstalt, 1913, II, S. 444 f.

lich, ob die Gastropoden Süßwasser- oder Meeresbewohner waren. Der Gesamteindruck der Gastropoden, namentlich der vom II. Typus, der stark an Hydrobien erinnert, ist allerdings der von Süßwasserformen; wären sie im Tertiär gefunden, so würde man sie ohne weiteres als Süßwasserfauna ansprechen. Doch kennen wir aus dem älteren Mesozoikum bisher keine Süßwassergastropoden, so daß solche Analogien nur den Wert von Möglichkeiten, aber nicht von Beweisen haben. Es muß somit die Frage offen bleiben, ob das Gastropodenlager eine marine Strand- bzw. Lagunenbildung darstellt, oder ob wir entsprechend der Auffassung von PHILIPPI, GRUPE, EWALD[7]) u. a. in ihnen Sedimente von Flüssen zu sehen haben, in denen von dem kalkarmen Flußwasser die Schalen der meisten Mollusken wieder aufgelöst wurden und somit nur wenige erhaltungsfähig blieben; auch eine Deutung im WALTHERschen Sinne[8]) als Ablagerung eines flachen, zeitweilig eintrocknenden Binnensees würde dem Befund gerecht werden. Es liegt außerhalb des Rahmens dieser Mitteilung, die ganze Buntsandsteinfrage aufzurollen; indessen sei betont, daß die sich mehrenden Funde wasserbewohnender Faunen in den verschiedensten Horizonten, die Beobachtung der Schichtflächen (zahllose Trockenrisse, Kriechspuren mannigfaltigster Art usw.) den Eindruck festigen, daß das aquatische Moment bei der Bildung des Buntsandsteins eine weit größere Rolle gespielt hat, als es im Rahmen einer reinen Wüstentheorie zulässig erscheint.

Während der Drucklegung erhielt ich von Herrn Prof. KOLESCH, Jena, und von der preuß. Geologischen Landesanstalt, denen ich an dieser Stelle für ihr Entgegenkommen danke, Material aus der Gegend von Roda in Thüringen mit *Turbonilla Weïssbachi* zugesandt. Der Vergleich mit meinen Stücken wurde dadurch sehr erschwert, daß von den Thüringer Gastropoden nur der Hohldruck vorhanden ist; bei einzelnen Exemplaren gelang es, einen Guttaperchaabdruck zu nehmen. Es ergab sich, daß die Thüringer Form

---

[7]) GRUPE a. a. O., S. 46.

PHILIPPI, Über die Bildungsweise der buntgefärbten klastischen Gesteine der kontinentalen Trias. Zentralbl. f. Min., 1901, S. 463 ff.

EWALD, Schichtung und Bankung des Buntsandsteins in ihrer Bedeutung für seine Stratigraphie und Paläogeographie. Der Steinbruch, 1920, Heft 5—7.

[8]) WALTHER, Über die Fauna eines Binnensees in der Buntsandsteinwüste. Zentralbl. f. Min., 1904, S. 5—12.

sehr gut übereinstimmt mit dem oben beschriebenen Typus II des hannoverschen Vorkommens, nur daß die ersteren in der Größe hinter diesen etwas zurückbleiben. Damit wäre die weite Verbreitung der *Omphaloptycha* (?) *Weissbachi* über ein erhebliches Gebiet Mitteldeutschlands nachgewiesen.

An der Diskussion beteiligen sich die Herren SCHINDEWOLF, WILSER und KEILHACK.

Herr **GRIPP** spricht über: **„Die während der Tertiärzeit eingetretene Aufwärtsbewegung in den norddeutschen Zechsteinaufbrüchen".**

An der Diskussion beteiligen sich die Herren POMPECKJ, STILLE, WOLFF und der Vortragende.

Der Vorsitzende macht einige geschäftliche Mitteilungen betr. der Exkursionen, sowie daß Herr ERNST, Hamburg, in einem Nebenraume eine Sonderausstellung von Geschieben aus Lias und Unterkreide der Hamburger Gegend veranstaltet.

Herr **W. ERNST** berichtet dazu, daß die

Jura- und marinen Unterkreidegeschiebe aus dem Diluvium Schleswig-Holsteins

schon seit langem aus eigenartigen lokalen Anhäufungen von Ahrensburg und anderen Fundpunkten im südöstlichen Holstein bekannt sind, über deren genaues Alter jedoch bisher vielfach Unsicherheiten und irrige Annahmen geherrscht haben. Die Aufsammlungen des letzten Jahrzehntes haben ein außerordentlich reichhaltiges Material dieser Geschiebe in das Mineralogisch-Geologische Institut zu Hamburg gelangen lassen und erwiesen, daß sowohl Jura wie Untere Kreide in einer größeren Zahl wohl zu unterscheidender Stufen in den Geschiebeanhäufungen vertreten sind, so daß also diese Formationen in dem Gebiet Schleswig-Holsteins bzw. des westlichen Baltikums genau wie im übrigen Nordwestdeutschland eine ausgezeichnete Entwicklung erfahren haben müssen, wenngleich vielleicht auch manche Stufen — wie anscheinend das Bajocien bis zu den *Bifurcaten*-Schichten — infolge weitgehender Regression des Meeres im gesamten Baltikum überhaupt nicht zur Ablagerung gelangt sein mögen. Von den Geschieben des älteren

Lias, Doggers und Malms abgesehen, die bisher noch keine Neubearbeitung erfahren haben, verteilen sich die bis jetzt bekannten Geschiebe auf folgende Stufen und Zonen:

Lias δ.

1. *Margaritatus*-Zone.

   Graugrüne, rostbraun verwitternde und vielfach mit fester eisenschüssiger Verwitterungsrinde umgebene, sehr fossilarme Sandsteine mit *Amaltheus margaritatus* Montf. var. Die Trennung dieser sehr häufigen Geschiebe von den petrographisch nahezu völlig übereinstimmenden Gesteinen des Lias γ konnte wegen der Seltenheit der Ammoniten bislang nicht durchgeführt werden, so daß auf eine Angabe der spärlichen Zweischalerfauna vorerst verzichtet werden muß.

2. *Spinatus*-Zone.

   a) Unregelmäßig-knollige Konkretionen von schwarzgrauem bis gelbgrauem, rostbraun verwitterndem, schwach sandigem Mergelkalk, erfüllt von Fossilien: *Amaltheus (Paltopleuroceras) spinatus* Brug., *Amaltheus Engelhardti* d'Orb., *Amaltheus laevis* Qu., *Holcoteuthis Milleri* Phill., *Inoceramus substriatus* Goldf., *Leda tunicata* Qu., *Leda complanata* Goldf., *Leda Bornholmiensis* v. Seeb., *Leda subovalis* Goldf., *Myoconcha stampensis* Mall. et Grönw., *Cryptaenia expansa* Sow., *Turbo cyclostoma* Benz, *Sisenna helicinoides* Roem., *Eucyclus venustus* Münst., *Loxonema Blainvillei* Münst., *Dentalium sp.* und Holzresten.

   b) Hellgraublaue bis hellgraue, gelbbraun verwitternde, teils massige, teils plattige oder schräg geschichtete, feste Kalksandsteine (bisweilen mit erbsen- oder walnußgroßen Kalksandsteingeröllen und zertrümmerten Fossilschalen) mit seltenen und zumeist schlecht erhaltenen Fossilien: *Amaltheus (Paltopleuroceras) spinatus* Brug., *Amaltheus Engelhardti* d'Orb., *Amaltheus laevis* Qu., *Leda complanata* Goldf., *Leda Bornholmiensis* v. Seeb., *Turbo cyclostoma* Benz, *Sisenna helicinoides* Roem., *Dentalium sp.* und Holzresten.

Lias ε.

1. *Acutus-(Schroederi-)*Zone.

a) Konkretionen von graugrünem, gelbgrau bis rostbraun verwitterndem, mitunter deutlich geschichtetem, ± sandigem Mergelkalk (bisweilen Lagen von hirsekorngroßen, dicht gehäuften Quarzgeröllen enthaltend) mit *Harpoceras acutum* Tate, *Lytoceras cornucopiae* Young et Bird (= *Siemensi* Denckm.), *Dactylioceras mutabile* n. sp., *Coeloceras holsaticum* n. sp., *Inoceramus dubius* Sow., *Pseudomonotis substriata* Münst., *Coelodiscus minutus* Ziet., *Stenosaurus*-Knochenplatten, *Ichthyosaurus sp.*, *Equisetites sp.* und Koniferenresten.

b) Hellgraublaue und graugrüne, gelbgrau bis rostbraun verwitternde, plattige bis schiefrige, sandige Mergelkalke und Kalksandsteine mit ± flachgedrückten Fossilien: *Harpoceras acutum* Tate, *Lytoceras cornucopiae* Young et Bird, *Dactylioceras sp.*, *Cuspiteuthis sp.*, *Inoceramus dubius* Sow. und Holzresten.

2. *Elegans*-Zone.

Konkretionen von graugrünem, gelbgrau bis rostbraun verwitterndem, zuweilen deutlich geschichtetem, schwach sandigem Mergelkalk mit *Harpoceras elegans* Young et Bird, non Sow. (= *Eleganticeras pseudoelegans* Buckm.), *Harpoceras Lagei* n. sp., *Inoceramus dubius* Sow., *Pseudomonotis substriata* Münst., *Coelodiscus minutus* Ziet., *Lepidotus Elvensis* Qu., *Hybodus*-Flossenstacheln, *Equisetites sp.*, Holz- und Insektenresten.

3. *Bifrons*-Schichten.

a) Dunkel- bis hellgraue (verwittert gelbgraue) sandige Mergelkalke mit *Dactylioceras subcommune* n. sp., *Dactylioceras compressum* n. sp., *Phylloceras heterophyllum* Sow., *Posidonomya Bronni* Voltz, *Pseudomonotis substriata* Münst. und Holzresten.

b) Hellgraublaue bis silbergraue (verwittert gelbgraue), teils massige, teils plattige Kalksandsteine (bisweilen von Fischresten erfüllt) mit *Dactylioceras* cf. *commune* Sow., *Pseudomonotis substriata* Münst. und schlecht erhaltenen Pflanzenresten.

c) (fraglich, ob hierher gehörig) Grauer bis graugrüner, in einzelnen Lagen reichlich Glaukonit führender, sandiger Mergelkalk mit flachgedrückten Fossilien: *Dactylioceras sp.*, *Harpoceras sp.*, *Inoceramus dubius* Sow., Fisch- und Holzresten.

Lias ζ

1. Obere Dörntener - Schichten, *Striatulus*-Zone.

a) Blau- bis hellgraue, massige Kalksandsteine (bisweilen von Fischresten erfüllt) mit *Grammoceras striatulum* Sow., *Lytoceras perlaeve* Denckm., *Dactyloteuthis digitalis* Voltz, *Cuspiteuthis* sp., *Inoceramus dubius* Sow., *Pseudomonotis substriata* Münst., *Pecten (Variamussium) pumilus* Lam. und Holzresten.

b) Stark eisenschüssiger Sandstein mit zahlreichen groben Phosphoritgeröllen und abgerollten Belemnitenfragmenten, sowie *Grammoceras striatulum* Sow., *Cryptaulax subarmata* Ernst und *Tancredia* sp.

2. *Radiosa*-Zone (*Affinis*-Schichten).

Rostbraune, im Innern häufig schmutzig-seladongrüne Eisenoolithe (durch Verwitterung schaumig-porös werdend) mit *Dumortieria pseudoradiosa* Branco, *Harpoceras (Hudlestonia) affine* v. Seeb., *Dactyloteuthis similis* v. Seeb., *Pecten (Variamussium) pumilus* Lam., *Inoceramus dubius* Sow. und Holzresten.

Hauterivien.

a) Gelbgraue bis silbergraue, weiche tonige Kalksandsteine mit *Crioceras capricornu* Roem., *Thetironia minor* Sow., *Venus neocomiensis* Weerth, *Panopea sp.*, und Holzresten.

b) Hellgraublaue bis hellgraue, feste Kalksandsteine mit spärlichen Glaukonitkörnern und seltenen Fossilien: *Simbirskites extremus* Wed., *Simbirskites Gürichi* n. sp., *Simbirskites* cf. *Hauchecornei* Neum. et Uhl., *Hibolites* cf. *jaculum* Phill., *Thetironia minor* Sow., *Trigonia Robinaldina* d'Orb., *Gervillia anceps* Desh., *Thracia Phillipsi* Roem., *Venus neocomiensis* Weerth, *Cardium Cottaldinum* d'Orb., *Panopea neocomiensis* Leym., *Astarte numismalis* d'Orb., *Lima (Limatula) Dupiniana* d'Orb. und Holzresten.

c) Hellgraublaue bis blaugrüne, gelbgrau verwitternde, Glaukonit führende, feste Kalksandsteine mit lokal angehäuften Fossilien: *Simbirskites sp.*, *Thetironia minor* Sow., *Trigonia scapha* Ag., *Trigonia ornata* d'Orb., *Venus neocomiensis* Weerth, *Cardium Cottaldinum* d'Orb., *Panopea neocomiensis* Leym., *Pecten (Syncyclonema) germanicus* Wollem., *Lucina Teutoburgensis* Wollem., *Arca lippiaca* Weerth, *Corbula sp.*, *Natica laevis* Weerth u. a.

Aptien.

Dunkellauchgrüne, feste bis lockere Glaukonitsandsteine, die bisweilen vereinzelte Quarzgerölle von Hirsekorn- bis Bohnengröße und erbsen- bis faustgroße Phosphorite enthalten oder auch durch lagenweise Anhäufung der Gerölle in förmliche Quarzkonglomerate bzw. Phosphorithaufwerke übergehen, mit seltenen Fossilien: *Oppelia (Adolphia) nisoides* Sar. et var. var., *Oppelia (Adolphia) baltica* n. sp., *Douvilléiceras* cf. *Martini* d'Orb., *Hoplites sp.* cf. *Deshayesi* Leym., *Neohibolites* cf. *Ewaldi* v. Stromb., *Pecten (Syncyclonema) germanicus* Wollem., *Rhynchonella sp.*, Fisch- und zahlreichen Holzresten.

Unteres Albien.

Dunkelgrüne feste Glaukonitsandsteine mit *Parahoplites (Acanthohoplites) hanovrensis* Collet und Holzresten.

Oberes Albien.

Lose, fragmentarische Geschiebe von *Hoplites dentatus* Sow. (*-interruptus* aut.), z. T. mit anhaftendem sandigem Phosphorit, welcher zahlreiche hirsekorn- bis erbsengroße Quarzgerölle enthält.

Eine ausführliche Darstellung der faziellen Ausbildung dieser Geschiebe und die Beschreibung ihrer teilweise sehr reichhaltigen Faunen, von denen hier nur die wichtigsten Arten aufgeführt werden konnten, wird an anderer Stelle erscheinen.

Herr **OTTO JAEKEL** spricht über

Einen neuen Phylloocariden aus dem Unterdevon der Bundenbacher Dachschiefer.

(Mit einer Textfigur.)

Zwei Exemplare wurden mir von Herrn Dr. Benno Stürtz zur Beschreibung übersandt. Sie stammen von Bundenbach und Gemünden und gehören beide offenbar derselben Art an. Sie zeigen einen Cephalothorax, der dorsoventral etwas schief zusammengedrückt ist, und das eine der Exemplare (Nr. 1 von Gemünden) außerdem die beiden Antennenpaare, die kolbenförmigen Geisseln zweier Maxillarfüße und die vorderen Glieder des Abdomens. Alle Panzerteile sind, wie die meisten Fossilien in den Bunden-

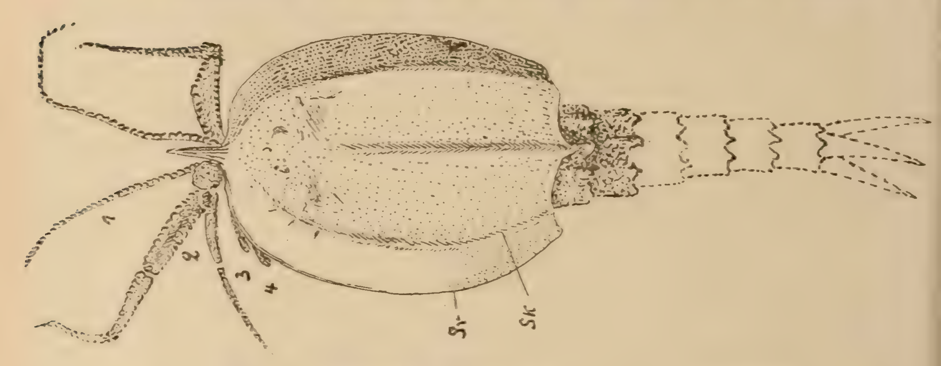


Fig. 1. *Nahecaris Stürtzi* z. n. g. n. sp. Unterdevon. Gemündener Schiefer.

bacher Dachschiefern, in Schwefelkies umgewandelt. Sie konnten daher mit der Messing- und Stahlbürste in der üblichen Weise präpariert werden und gaben auch ein leidlich klares Röntgenbild, da der Eisenkies die Strahlen wesentlich schlechter durchläßt als der Tonschiefer. Ich danke Herrn Dr. Benno Stürtz für die freundliche Uebersendung dieser wichtigen Funde, deren Präparation ich nur an den Gliedmaßen noch zu vervollständigen brauchte. So mag das neue Fossil, *Nahecaris Stürtzi*, den Gattungsnamen nach der Nahe, den Artnamen nach Herrn Dr. Benno Stürtz erhalten.

Der Cephalothorax zeigt einen weiten Mantelpanzer, der in der Mediane vorn einen kurzen, feinen, längsgestreiften Stachel und im hinteren Teil einen Kiel trägt, der hinten

etwas über die Schale hinausragt. Dieser mittlere Längskiel wird flankiert von seitlichen dorsalen Längskanten, die vorn nach dem Ansatz des Stachels konvergieren. Die äußeren Seitenflächen neben diesen Seitenkielen fielen offenbar steil in konvexem Bogen ab und bilden einen verdickten Unterrand, dessen Kante Längsrillen aufweist. Auf den Kielen ist eine blättrige Schuppenstruktur erhalten, während die glatten Flächen zwischen ihnen an einigen Stellen eine grobzellige Struktur erkennen lassen. Die Länge des Panzers beträgt, abgesehen von dem Rostralstachel des Exemplars Nr. I 70, Nr. II 68 mm. Rostralstachel und Mittelkante scheinen mir zu dem Panzer zu gehören und keine besonderen Stücke zu bilden, wie das J. M. CLARKE für *Rhinocaris* angab bzw. annahm.

Das Bemerkenswerteste dieses Fossils liegt darin, daß es zum erstenmal in diesem Formenkreis Teile der Gliedmaßen erhalten zeigt und dadurch die morphologische Beurteilung dieser paläozoischen Typen klärt. Im Röntgenbilde ließen sich die Antennen etwas weiter verfolgen, als sie vorher freigelegt waren, so daß ich sie danach noch ein Stück weiter herauspräparieren konnte.

Man sieht an dem Exemplar Nr. I neben dem Rostralstachel jederseits eine peitschenförmige Antennula (erste Antenne), daneben die wesentlich kräftigere Antenne (zweite Antenne). An der Basis der linken Antenne liegt eine ovale Platte, die wohl nach Analogie der Antennenschuppe von Schizopoden als solche zu deuten ist. Die Antenne selbst zeigt jederseits einen kräftigen Hauptast, dessen Basalglied auffallend lang und breit ist. Die folgenden Glieder nehmen schnell an Länge und Breite ab, so daß der Ast biegsam wird. Wenn man diesen kräftigeren Ast als Exopoditen anspricht, dann wäre die Geissel hinter dem linksseitigen als dünner Endopodit zu deuten, falls er nicht einem folgenden, und zwar dem ersten Mundfußpaar, als Geissel angehört.

Die Ähnlichkeit einer zweiästig aufgefaßten Antenne mit der von Phyllopoden ist unverkennbar. Hinter der beschriebenen Antenne kommen noch die distalen Glieder von zwei Fußpaaren unter dem Rande der Cephalothorax zum Vorschein. Sie zeigen einige rechteckig erscheinende Glieder und ein kolbenförmig verdicktes Endglied. Es dürften die Taster der beiden Maxillipeden sein.

Vom Abdomen sind nur zwei Glieder deutlich erhalten, wie der Cephalothorax mit einer Mittelkante und zwei

Seitenkanten versehen, die am Hinterrand der Glieder hinausragen.

Da Herr HENNIG von demselben Fossil weiteres Material erhalten hat, möchte ich ihm die nähere Beschreibung und morphologische Bewertung unserer Funde überlassen.

Herr **E. HENNIG** legt

Neue Phylloocariden und Isopoden aus rheinischem Unterdevon (Bundenbacher Schiefer)

vor, u. a. Originale des soeben durch Herrn JAEKEL schon besprochenen neuen Krustazeentyps. Herr KORFF-Hanau, Besitzer der beiden Hauptstücke, hat an der höchst sorgfältigen Freilegung schon 1918 gearbeitet und sie zur Bestimmung dem Vortragenden im Mai 1919 vorgelegt. Die weitere, monatelang fortgeführte Präparation betraf auch die Unterseite und hat sehr bemerkenswerte Ergebnisse gezeitigt. Man erkennt außer dem Cephalothorax größere Teile des Hinterleibes, Fühler, Kiemenfüßchen, Augenhügel, Mundwerkzeuge. Beachtenswert sind neben der prächtigen Erhaltung die Dimensionen. Ein Stück fand sich im Senckenbergischen Museum zu Frankfurt a. M. und lieferte weitere Einzelheiten, so z. B. die sehr feine Skulpturierung der Oberseite. Die Frankfurter Sammlung zeitigte aus den gleichen Schichten noch weitere Arthropodenreste von bedeutendem Interesse. Unsere Kenntnisse von der Fauna der Bundenbacher Schiefer erfahren damit überraschende Ergänzungen. Gliedern sich die letztgenannten Formen den cephalothoraxlosen Isopoden ein, so gehören die Hauptfunde in die Familie der *Rhinocaridae*, die ihren Platz unter den sog. *Archaeocarida (Phyllocarida)* hat und Kollektiv- bzw. Wurzeltypen des Krustazeenstammes umfaßt.

Das Protokoll über die Sitzung am 15. August wird verlesen und genehmigt.

Darauf übernimmt Herr POMPECKJ den Vorsitz zu einer kurzen geschäftlichen Sitzung.

Geschäftliche Sitzung.

Vorsitzender: Herr POMPECKJ.

Der Vorsitzende teilt den Tod des Mitgliedes Herrn konz. Markscheider E. OVERHOFF in Witten a. d. Ruhr mit. Die Anwesenden erheben sich zu Ehren des Verstorbenen von ihren Sitzen.

Als neues Mitglied wird aufgenommen Herr Professor Dr. BRIEKE in Hannover auf Vorschlag der Herrn ERDMANNSDÖRFFER, POMPECKJ und SCHÖNDORF.

Herr THOST berichtet über die Rechnungsprüfung für 1918 und 1919. Auf seinen Antrag wird dem Schatzmeister Entlastung erteilt.

Im Anschluß daran berichtet der Schatzmeister, Herr PICARD, daß in der Vorstandssitzung vom 31. Oktober 1919 mit Rücksicht auf die Verhältnisse der Beschluß gefaßt sei, „an die nicht in Deutschland wohnenden Mitglieder eine Aufforderung zur Zahlung der rückständigen Beiträge abzusenden, daß ferner nach dem 1. Januar 1920 die rückständigen Beiträge und der Beitrag für 1920 nach dem Friedenskurs in der Höhe der fremden Währung von 1914 zu zahlen sind." Dieser Beschluß des Vorstandes wird auf Antrag des Vorsitzenden von der Versammlung gutgeheißen.

Der Vorsitzende macht Mitteilung von der Gründung einer Vereinigung der Dozenten der Geologie, die den Zweck verfolgt, Unterrichtsfragen zu besprechen. Die Vereinigung beabsichtigt, ihre Sitzungen anschließend an die Hauptversammlung der Deutschen Geologischen Gesellschaft abzuhalten.

Herr v. SEIDLITZ teilt mit, daß die ehemaligen Kriegsgeologen beschlossen haben, sich jeweils im Anschluß an die Hauptversammlung der Deutschen Geologischen Gesellschaft gesellig zusammenzufinden.

Das Protokoll der Sitzung wird verlesen und genehmigt.

Darauf schließt der Vorsitzende um 10 Uhr 50 Min. die 59. Tagung der Hauptversammlung.

v. w. o.

KEILHACK. POMPECKJ. EWALD. WETZEL. SCHUH.

Briefliche Mitteilungen.

7. Über einige Aufschlüsse im Devon des Gouvernements Pleskau.

Von Herrn Otto Burre.

Berlin, den 28. Oktober 1919.

Den folgenden Ausführungen liegen Beobachtungen zugrunde, die ich während meiner Tätigkeit als Kriegsgeologe im Gouvernement Pleskau im Herbst des Jahres 1918 gemacht habe. Die Anregung dazu erhielt ich durch den wissenschaftlichen Leiter der Geologengruppe des Vermessungsstabes Baltenland, Herrn Professor Dr. Philipp, dem ich auch an dieser Stelle meinen Dank dafür ausspreche.

Wie im norddeutschen Flachland sind die Aufschlüsse des älteren Gebirges im Gouvernement Pleskau verhältnismäßig selten. Wie ein großes Tuch bedecken glaziale Schichten von geringerer oder größerer Mächtigkeit fast das ganze Gebiet, und gleichsam wie durch Löcher in dieser Decke kommt das Anstehende zu Tage, teils in natürlichen Aufschlüssen wie in den oft recht tiefen Flußtälern, teils durch Menschenhand in Stein- und Gipsbrüchen bloßgelegt. Namentlich sind es die 10 m und mehr hohen Steilufer der Welikaja, eines bei Pleskau etwa 180 m breiten Flusses, der sich in den Peipussee ergießt, die die Unterlagen zu dieser Arbeit geliefert haben. Dazu kommen die gleichen Bildungen an der Gamionka, einem linken Nebenfluß der Welikaja, der diese erst kurz vor der Mündung erreicht.

Diese Aufschlüsse sind im allgemeinen recht gut, da sie vielfach auf lange Strecken ganz vegetationslos sind und häufig durch einen regellosen Steinbruchbetrieb — jeder holt sich seine Steine dort, wo es ihm gut dünkt — frisch und offengehalten werden. Freilich ist das Profil, das sie zu liefern vermögen, nicht von großer Mächtigkeit, infolge der fast ebenen Beschaffenheit des Landes und der später zu besprechenden nahezu söhligen Lagerung der Schichten.

Weniger Berücksichtigung konnten die Aufschlüsse in der Gegend von Isborsk, einem kleinen, etwa 30 km südwestlich von Pleskau gelegenen Städtchen, finden, ebenso

diejenigen an den Ufern des Kudjeb, eines linken Nebenflusses der Welikaja, und bei dem Städtchen Petschory an der Eisenbahnstrecke Walk—Pleskau.

Die Beobachtung GREWINGKS[1]), daß das Devon der „Welikaja-Fazies", wie er die Ausbildungsform an diesem Flusse nennt, in drei petrographisch verschiedene „Etagen", eine untere sandige, eine mittlere dolomitische und eine obere sandige zerfalle, habe ich hinsichtlich der beiden unteren Glieder bestätigt gefunden. Die obere Sandsteinetage steht in dem untersuchten Gebiet nicht an. Doch läßt sich die Dolomitetage sehr gut in eine untere eigentliche dolomitische und eine obere kalkige teilen.

Als tiefste und älteste aufgeschlossene Schicht fand ich bei dem Dorfe Pißkowitschi am rechten Ufer der Welikaja rote und grünliche, stellenweise violette Tonmergel, die in den oberen Lagen von sandiger Beschaffenheit sind. Infolge der Bedeckung durch herabgerutschten Sandsteinschutt waren sie nur schlecht aufgeschlossen. Die Mächtigkeit über dem Spiegel der Welikaja bis zum überlagernden Sandstein mag etwa 4—5 m betragen.

Darüber folgt die „untere devonische Sandsteinetage" GREWINGKS. Sie wird durch einen auffallend mürben, leicht in Sand zerfallenden Sandstein gebildet, der hier eine Mächtigkeit von 6—7 m hat. Der Sandstein wird durch kleine wohlgerundete Quarzkörner aufgebaut, die nur ganz lose miteinander verkittet sind. An manchen Stellen finden sich dazwischen zahlreiche winzige Blätter eines hellen Glimmers. Die Farbe des Gesteins im frischen Zustand ist weiß mit einem Stich ins Grüne. Dieser grünlich-weiße Schimmer rührt vom Eisenoxydul her, das vielfach als Bindemittel auftritt und sich in Form von dünnen Lagen und Knötchen durch das Gestein zieht. An diesen Stellen ist der Zusammenhalt der Quarzkörner etwas fester, so daß diese Partien gewissermaßen herauswittern. Sehr häufig beobachtet man Diagonalschichtung, die sich durch die erwähnten grünlichen Zwischenlagen verrät. An der Luft bildet sich oft eine etwas festere äußere Schicht, die meist eine graue Färbung hat. An manchen Stellen, so namentlich am Oberlauf der Gamionka und in dem Tal nördlich von Isborsk kurz vor der Mündung in den Peipussee, sind die

---

[1]) GREWINGK: Geologie von Liv- und Kurland mit Inbegriff einiger angrenzender Gebiete. Archiv für die Naturkunde Liv-, Esth- und Kurlands. Dorpat 1861. S. 479 ff.

zutagetretenden Partien des Sandsteins durch die Bildung von Eisenoxyd von einer tiefroten Sandschicht bedeckt.

Bemerkenswert ist es, daß der Sandstein trotz seiner geringen Widerstandsfähigkeit dort, wo er durch die überlagernden Dolomitschichten etwas geschützt ist, steile, manchmal sogar senkrechte Wände bildet, in die man mit einem spitzen Stock leicht Namen und Figuren einritzen kann, die lange Zeit bestehen bleiben. Er wird an vielen Stellen mit dem Spaten gewonnen und findet allgemein als Stubensand Verwendung. Dabei werden kleinere und größere Hohlräume geschaffen. Beim Kloster Petschory hat diese leichte Bearbeitbarkeit in Verbindung mit der Festigkeit der stehengebliebenen Teile die Veranlassung zu einem ausgedehnten Katakombenbau gegeben.

Der Übergang zu dem überlagernden Dolomit ist ein fast unmittelbarer. Nur die Grenzschicht, ein gelber Zellendolomit von etwa 10 cm Mächtigkeit mit oft größeren Löchern und charakteristischen rotbraunen Flecken, der „punktierte" Grewingks (a. a. O., S. 508), ist meist noch etwas sandig ausgebildet. Die darauf folgende Schichtenserie ist ganz frei von sandigen Partien.

Die Dolomitetage wird von abwechselnden Lagen fester Dolomite und dolomitischer Mergel gebildet. Der ganze Schichtenkomplex ist nur insofern einheitlich, als er frei von kalkigen Einlagerungen sowohl in den festen Bänken als auch in den mergeligen Zwischenlagen ist. Sonst zeigt er einen so häufigen Wechsel in der Schichtenfolge, daß es unmöglich ist, eine bestimmte Schicht auf längere Erstreckung zu verfolgen. Bald erreichen die Dolomitbänke eine Mächtigkeit von fast einem Meter, bald treten in derselben Höhe ganz dünne Platten oder gar Mergel auf. Daß es sich um fazielle Änderungen und nicht um tektonische Störungen handelt, läßt sich teils direkt beobachten, teils ergibt es sich aus den später zu besprechenden allgemeinen Lagerungsverhältnissen.

Ein die ganze dolomitische Etage umfassendes zusammenhängendes Profil hat sich nicht festlegen lassen; doch dürfte folgendes am Fuße der Snietnaja Gora, der Sommerresidenz des Pleskauer Bischofs, etwa 3 km unterhalb der Stadt an dem rechten Ufer der Welikaja aufgeschlossene Profil den größten Teil der dolomitischen Schichtenfolge enthalten. Es fehlen nur die untersten Lagen und der Übergang zum Sandstein.

Hangendes: Dünnplattige helle und gelbliche Kalke

1.	2,50 m	fester kristalliner Dolomit, in Bänken wechselnder Stärke, nach oben stellenweise kalkig und schaumig werdend
2.	ca. 0,65 m	graue mürbe dolomitische Mergel
3.	0,13 m	Dolomitbank
4.	0,38 m	dünnplattiger mürber Dolomit
5.	0,20 m	grünliche dünnschichtige mürbe dolomitische Mergel, zum Teil schmierig tonig, namentlich in den oberen Lagen vielfach mit roten Streifen
6.	0,60 m	klüftiger dolomitischer Mergel, der an der Luft reißt
7.	0,60 m	dünnplattige graue Mergel
8.	0,80 m	fester gelblich-weißer dickbankiger Dolomit, zuunterst eine auf längere Erstreckung (2—300 m) aushaltende sehr feste Bank von 0,55 m Mächtigkeit, mit verhältnismäßig wenig Klüften
9.	0,15 m	graue tonige Mergelschicht
10.	0,06 m	feste Dolomitbank
11.	0,22 m	grauer plattiger Dolomit mit mergeligen Zwischenlagen
12.	0,27 m	feste Dolomitbank mit violetten Streifen
13.	0,22 m	wie 11
14.	0,30 m	Dolomit
15.	0,20 m	weißlich grünliche dolomitische Mergel mit roten Flecken und Streifen
16.	ca. 2,00 m	mürbe Dolomitbänke, stellenweise zellig, von wechselnder Stärke.

Das Liegende befindet sich unter dem Spiegel der Welikaja. Der Sandstein dürfte in höchstens 2 m Tiefe anzutreffen sein.

Da die von GREWINGK (a. a. O., S. 718 u. 719) in seinem Profil angegebenen Lokalbezeichnungen „Mühlenschlucht“ und „Gut Tscherkassow“ in keiner Karte und keinem Führer zu finden sind, und bei dem starken Fazieswechsel der Dolomitetage ist leider kein rechter Vergleich beider Profile möglich.

Infolge der ziemlich großen Festigkeit bietet der Dolomit seiner Gewinnung größeren Widerstand, so daß der russische Bauer mit seinem primitiven Werkzeug allemal da, wo er bei seinem Steinbruchbetrieb auf den Dolomit stößt, aufhört und lieber an anderer Stelle den dünnplattigen Kalkstein, der die hangenden Schichten bildet, sucht. Dazu kommt,

daß in der Gegend von Pleskau der Dolomit meist nur an den tieferen Teilen der Böschungen ansteht.

Bemerkenswert ist das Vorkommen von Gips in der Dolomitetage bei Isborsk. Er tritt dort teils in Form von Fasergips, in Bändern von wechselnder Stärke, die bald schön weiß, bald durch Verunreinigungen braun gefärbt sind, teils als Knollen im Dolomit auf. Die Steilwände an dem tief eingeschnittenen Tal gleich nördlich von Isborsk machen infolge der Auslaugung des Gipses einen geradezu zerfressenen Eindruck. Die Fasergipsschnüre scheinen, nach den umherliegenden Stücken zu urteilen, mit Tonlagen abzuwechseln. Der Abbau, der infolge des Krieges zum Erliegen gekommen war, ist wie schon zu Grewingks Zeiten ein ziemlich regelloser (a. a. O., S. 753 ff.). Allenthalben sieht man verlassene Gruben und Löcher, die häufig voll Wasser standen, so daß eine genaue Untersuchung der Schichten leider nicht möglich war. Der damalige Zustand ist natürlich zum Teil auch auf die Kriegsumstände zurückzuführen.

Im Gegensatz zu der Unregelmäßigkeit in der Ausbildung der Dolomitetage ist die sie überlagernde kalkige Schichtenfolge oft auf lange Erstreckung hin ganz gleichmäßig ausgebildet. Nur die untersten Partien zeigen noch häufig einen stärkeren Wechsel in der Fazies, während die oberen hinsichtlich Beschaffenheit und Mächtigkeit viel größere Beständigkeit haben.

Der Übergang vom Dolomit zum Kalk ist stellenweise ein ganz allmählicher, stellenweise aber auch ganz unvermittelt. Jedoch ist der äußere Habitus der obersten Dolomitschichten und der der untersten Kalkbänke meistens so gleichmäßig, daß man nur mit Hilfe von Salzsäure die Grenze feststellen kann.

Als leitenden Horizont in der Kalkabteilung kann man eine Tonschicht von etwa 0,55 m Mächtigkeit bezeichnen, die zahlreiche Fossilien enthält. Es sind grünliche, rötliche und bläuliche schmierige Tone, die infolge ihrer Undurchlässigkeit einen Wasserstauer von gewisser Bedeutung bilden. Zahlreiche Dörfer nordwestlich von Pleskau verdanken ihre flachen Brunnen dieser Schicht. Sie entspricht der Nr. VI des Grewingkschen Profils (a. a. O., S. 716).

Als Beispiel der Schichtenfolge unterhalb dieses Horizonts bis zum Dolomit sei folgendes Profil angeführt, das am rechten Ufer der Welikaja etwa 500 m unterhalb des Schlachthofs von Pleskau aufgeschlossen ist.

Hangendes: Grünliche, rötliche, schmierige Tone

1.	0,70 m	gelbliche dünnbankige knorpelige Kalke
2.	0,03–0,04 m	dünnplattige Kalke mit mergeligen Zwischenlagen
3.	1,55 m	gelbliche Kalke in etwas dickeren Lagen
4.	0,04 m	tonige Mergelschicht
5.	0,60 m	kleinknorpeliger Kalk mit rötlichen Flecken
6.	0,08 m	graue mürbe Mergel
7.	0,10–0,12 m	grauer, zum Teil mit rötlichen Flecken durchsetzter Kalk mit kleinen Kalkgeröllen von Erbsen- bis Bohnengröße

Liegendes: Fester dickbankiger Dolomit.

Die unter Nr. 7 angeführte Konglomeratschicht wechselt sowohl hinsichtlich ihrer Ausbildung als auch der Höhenlage; sie liegt meistens nicht an der Grenze zum Dolomit, sondern höher, wenn auch nur 1—2 m, auch fehlt sie bisweilen ganz. In der Regel sind es Gerölle von gelblicher Farbe, die etwa die Größe von kleinen Hühnereiern haben. Zum Teil sind sie wohlgerundet, zum Teil haben sie nur abgerundete Ecken und Kanten. Daraus dürfte sich ergeben, daß die Stücke keinen weiten Transport hinter sich haben, vielmehr scheint es durch vorübergehende Hebung des Meeresbodens aufgearbeitetes Material zu sein. Anstehend fand ich diesen Horizont in einer Mächtigkeit von etwa 10—20 cm am linken Steilufer der Welikaja bei dem Dorfe Priutino unterhalb des Parkes und am Hang unter der nordöstlichen Bastion der Burg von Isborsk.

Die Kalkschichten über der erwähnten Tonbank sind die hangendsten devonischen Schichten, die ich in der dortigen Gegend angetroffen habe. Sie sind sehr gleichmäßig auf lange Erstreckung hin ausgebildet. Bis auf eine einzige Stelle am Oberlauf der Gamionka, wo eine lokale dolomitische Partie vorkommt, sind sie rein kalkig ausgebildet. Ihre charakteristische Form sind dünnplattige knorpelige Kalke, die bei der Landbevölkerung der dortigen Gegend als Fundament der Blockhäuser und zum Bau der Hofeinfahrt mit typischen Rundbögen sehr beliebt sind. Sie setzen der Gewinnung mit den primitiven Werkzeugen den geringsten Widerstand entgegen und lassen sich verhältnismäßig leicht transportieren, da sie meistens nur Platten von wenigen

Zentimetern Stärke ergeben. Auch zum Brennen finden diese Schichten Verwendung. Die mit Holz beschickten Öfen sind von sehr einfacher Bauart. Da die Verwendung von Mörtel auf dem Lande unbekannt ist, ist der Bedarf an gebranntem Kalk ein sehr geringer.

Gegen die tieferen Lagen und besonders gegenüber der Dolomitetage treten hier die mergeligen Schichten sehr zurück.

Der beste Aufschluß durch diese obersten Kalkschichten findet sich an der Eisenbahnbrücke bei Pleskau über die Welikaja an der Strecke Walk—Pleskau. Dort ist folgendes Profil teils oberhalb, teils unterhalb der Brücke aufgeschlossen.

Hangendes: Ackerkrume

1.	0,25 m	fossilführende Kalkbank
2.	0,16 m	tonige bläuliche und rötliche Mergel
3.	0,50 m	knorpelige, dünnplattige Kalkbänke
4.	0,20 m	graue, bröcklige Mergel
5.	2,20 m	dünnplattige, knorpelige, stark zerklüftete Kalke von gelblich-weißer Farbe. Stärke der Platten etwa 8—10 cm
6.	0,02–0,03 m	stark rötlich gefärbtes Mergelband, das sich auf weite Strecken verfolgen läßt
7.	1,70 m	stark zerklüftete, bankige, knorpelige Kalke von gelblich-weißer Farbe. Stärke der Bänke etwa 12—15 cm.
8.	0,50 m	feinkörnige graue Kalkbank
9.	0,20 m	knorpelige Kalkbank mit zahlreichen roten und grünen Einlagerungen und Flecken

Liegendes: Schmierige grünliche und rötliche Tone.

Ob die etwa 8 km oberhalb Pleskaus bei dem Dorf Wydra an den Ufern der Welikaja anstehenden Kalkschichten noch höhere Horizonte sind oder mit den oben erwähnten gleichzustellen sind, ließ sich nicht feststellen.

Was die Fossilführung betrifft, so habe ich nur in den Sandsteinschichten und dem Kalkhorizont Petrefakten gefunden. Weder die tiefsten Tonmergel noch die Dolomitstufe haben mir etwas geliefert, was zum Teil wohl auf meine beschränkte Zeit zum Sammeln zurückzuführen ist. Grewingk (a. a. O.) erwähnt aus den dolomitischen Schichten: *Rhynchonella livonica* Buch, *Spirigerina (Atrypa) reticularis* Linn., *Spirifer Archiaci* Vern., *Sp. tenticulum* Vern.,

Orthis striatula SCHLOTH., *Euomphalus Voronejensis* VERN., *Stromatopora* sp., *Ptyctodus*-Zähne, *Dipterus*-Wirbel und einige Panzerfische, letztere namentlich aus der Gegend von Isborsk.

Ergiebiger waren die Sandsteine, wenngleich nur an einer einzigen Stelle, bei dem Dorf Szjewjugowa an der Gamionka. Ich fand dort zum Teil recht gut erhaltene Stücke von Placodermen, die sich ziemlich leicht aus den mürben Sandsteinen gewinnen ließen, da dieser im Wasser sofort zu Sand zerfiel. Jedoch sind die erhaltenen Panzerreste sehr zerbrechlich. Das von mir gesammelte Material wurde von Herrn Geh.-Rat JAECKEL in Greifswald für seine Arbeit: „Die Mundbildung der Placodermen"[2]), mit benutzt. Er erwähnt dort als Art *Asterolepis radiatus*. GREWINCK führt aus den gleichen Schichten eine Reihe von Panzerfischen an.

Dagegen war die Ausbeute aus den kalkigen Schichten ziemlich reich, weniger an Arten als an Individuen. Namentlich war es die erwähnte obere Tonschicht, die besonders viel Petrefakten geliefert hat. Die Stücke sind zum Teil recht gut erhalten und sind leicht von dem Ton zu befreien. Die Schalen der zahlreichen Brachiopoden lassen auf der Innenseite vielfach die feinen Anwachsstellen von Muskeln und Blutgefäßen mit allen Einzelheiten erkennen. Besonders fallen dabei die großen Schalen der *Rhynchonella Meyendorffi* VERN. auf.

Ich sammelte in diesen Schichten:

Rhynchonella Meyendorffi VERN.
Rhynchonella livonica BUCH, sehr häufig, mit vielen Jugendformen, wie sie von WENJUKOFF[3]) namentlich aus der Gegend von Isborsk eingehend beschrieben und abgebildet worden sind
Spirifer muralis VERN.
Spirifer tenticulum VERN.
Athyris concentrica var. *minor* BUCH
Atrypa reticularis LINN.
Atrypa tenuisulcata WENJUKOFF
Stielglieder von *Encrinus* und *Pentacrinus*
Spirorbis omphalodes GOLDF.
Aulopora sp.

---

[2]) Sitzungsber. d. Ges. naturforsch. Freunde. Berlin, Jahrg. 1919, Heft 3.

[3]) Die Fauna des devonischen Systems im nordwestlichen und zentralen Rußland. Petersburg 1886. Russisch mit deutschem Resumé.

Die von Herrn E. ZIMMERMANN II an den gleichen Stellen mit mir zusammen gesammelten und mir freundlichst zur Verfügung gestellten Fossilien, wofür ich ihm auch an dieser Stelle meinen Dank ausspreche, enthielten keine anderen Arten.

GREWINGK (a. a. O., S. 509) erwähnt außer den genannten Arten noch: *Orthis crenistria* PHILL., *Spirifer granosus* VERN., *Avicula socialis* SCHLOTH. (aff.), *Avicula Wörthi* VERN., *Tellina* sp., *Pecten Ingriä* KEYS., *Isocardia Tanais* VERN.

Auf Grund dieses paläontologischen Inhalts sind die Schichten als Oberes Mitteldevon anzusprechen, wie es auch schon von früheren Forschern geschehen ist[4]). Sie dürften also den Schichten mit *Stringocephalus Burtini* entsprechen, wenn dieser auch bisher nicht darin gefunden wurde.

Für die Behauptung, daß an der Welikaja bei Pleskau Oberdevon anstehe, wie sie in der „Baltischen Landeskunde" von R. KUPFER, Riga 1911[5]) steht, habe ich keine Bestätigung gefunden. Vielmehr sprechen fast sämtliche von mir gefundenen Fossilien für Mitteldevon. Erschwerend für die genaue Altersbestimmung ist der Mangel an Cephalopoden.

Der Gebirgsbau des untersuchten Gebiets ist ein recht einfacher. Es bildet einen Teil des „baltisch-russischen Schildes", jener „seit langer Zeit schon konsolodierten Scholle der europäischen Masse, die durch das Fehlen jeder tektonischen Gebirgsbildung seit der kambrischen Zeit ausgezeichnet ist"[6]). Wenn man von Pleskau die Welikaja abwärts wandert, so hat man den Eindruck, als ob die Schichten alle ganz horizontal lägen. Nur durch Nachmessen läßt sich ein schwaches Einfallen der Schichten nach Osten bzw. Südosten nachweisen, wie überhaupt nach Westen bzw. Nordwesten immer ältere Horizonte des Devons und weiter in Livland und Esthland des Silurs und Kambriums zutage treten. Doch habe ich an der Welikaja

---

[4]) Vgl. WENJUKOFF a. a. O., S. XII, und TSCHERNISCHEW: Materialien zur Kenntnis der devonischen Ablagerungen in Rußland. Mémoires du Comité géologique, Bd. **3**, S. 78. Petersburg 1884.

[5]) Abschnitt 8, von A. und E. VON WAHL, S. 189.

[6]) TORNQUIST: Die Feststellung des Südwestrandes des baltisch-russischen Schildes und die geotektonische Zugehörigkeit der ostpreußischen Scholle. Mitt. a. d. geol.-paläontolog. Inst. u. d. Bernsteinsamml. d. Univers. Königsberg i. Pr. Schriften d. Physikal.-ökonom. Ges., II. Jahrg., H. 1. Königsberg i. Pr. 1908.

kein Einfallen über 5° beobachtet, meistens weniger. Der Ansicht GREWINGKS (a. a. O., S. 718, 719), daß hier eine flache Mulde vorliege, kann ich nicht beistimmen.

Ebenso wie an der Welikaja liegen die Verhältnisse bei Isborsk und an dem größten Teil des Unterlaufs der Gamionka. Am Oberlauf dieses Baches scheint eine kleine Aufwölbung vorzuliegen. Deutlich ist eine Antiklinale am rechten Ufer der Welikaja, gegenüber dem Dorf Wydra, aufgeschlossen, wo sich dieser Fluß in Stromschnellen durch die devonischen Kalke sägt. Die Sattelachse streicht von Norden nach Süden, und die Schenkel fallen mit 3—4° nach Westen bzw. 4—5° nach Osten ein. Leider gestatten die sehr schlechten Karten, die nicht die geringste Höhenangabe enthalten, keine Messung oder bestimmte Profilzeichnung.

Doch so ganz ohne tektonische Störungen, wie es auf den ersten Blick den Anschein hat, ist das Gebiet nicht. Am linken Ufer der Gamionka, gegenüber dem Dorf Szmjenkowa, ist in einem Wegeinschnitt für die dortige Schiffbrücke eine lokale Störung aufgeschlossen, die auf eine nicht unbeträchtliche tektonische Bewegung der Schichten schließen läßt. Dort stehen Teile der dolomitischen und kalkigen Etage zutage, die offenbar durch seitlichen Druck derartig zusammengeschoben sind, daß die Kalkschichten zum Teil übereinander geschoben sind. Dabei ist eine mürbe, mergelige, grünlich-rötliche Tonschicht von etwa 0,40 m Mächtigkeit zusammengestaucht und, wie sich aus eingelagerten Kalkschichten ergibt, zu einer liegenden Falte zusammengeschoben. Die Kalkschichten sind an der Überschiebungsfläche, die mit etwa 12° nach Osten einfällt, stark geschleppt.

Ferner ist eine tektonische Störung am Kudjeb bei dem Dorf Lysacha Mucha zu erwähnen, wo an einer nach Norden einfallenden Überschiebung die Schichten bis zu 45° aufgerichtet sind. Das Einfallen ist hier gleichfalls nach Norden gerichtet.

Diese hier angeführten Störungen ändern jedoch an dem Gesamtbild der nahezu söhligen Lagerung nichts. Ihnen kommt vielmehr nur lokale Bedeutung zu.

Neueingänge der Bibliothek.

Faura, M.: Necrologia del Dr. D. Jaime Almera i Comas. S.-A. aus: Alti della Pontificia Accademia Romana dei Nuovi Lincei. Sess. IV, del Marro 1919.
— Condicions Estructurals del Terreny en la Caracterització de les Comarques Catalanes. S.-A. aus: Butlleti del Centre Excursionista de Catalunya. Barcelona 1919.
— Necrologia el M. J. Sr. Dr. en Jaume Almera i Comas. S.-A. aus: Butlleti de la Institució Catalana d'Historia Natural, Març-Abril de 1919. Barcelona 1919.
— Cataleg de l'Exposicio de Mapes de Catalunya. S.-A aus: Butlleti del Centre Excursionista de Catalunya corresponent a Març-Juliol de 1919. Barcelona 1919.
— et F. Canu: Sur les Bryozoaires des terrains tertiaires de la Catalogne.

Fischer, K. u. W. Wenz: Das Tertiär in der Rhön und seine Beziehungen zu anderen Tertiärablagerungen. S.-A. aus: Jahrb. Preuß. Geolog. Landesanstalt f. 1914, Bd. **35**, Teil II, H. 1. Berlin 1914.
— Die Landschneckenkalke des Mainzer Beckens und ihre Fauna. S.-A. aus: Jahrbücher des Nassauischen Vereins f. Naturkunde in Wiesbaden, Jahrg. **67**, 1914. Wiesbaden 1914.
— Mollusken aus den Sables de Cuise der Umgegend von Soissons. S.-A. aus: Nachrichtenblatt der deutschen Malakozoologischen Gesellschaft, H. 2, 1918.
— Exkursion nach Rheinhessen (Sulzheim, Wißberg, St. Johann, Ingelheim). S.-A. aus: Jahresberichte u. Mitteilungen des Oberrheinischen geolog. Vereins, N. F. Bd. III, H.1. Karlsruhe 1913.
— Verzeichnis und Revision der tertiären Land- und Süßwasser-Gastropoden des Mainzer Beckens. S.-A. aus: N. Jahrb. Min. Beilage-Bd. **34**. Stuttgart 1912.

Foshag, W. F.: The chemical composition of Hydrotalcite and the Hydrotalcite Group of minerals. S.-A. aus: Proceedings of the United States National Museum. Bd. **58**. Washington 1920.

Goebel, Fr.: Die Antezedenz des Lennehaupttales. S.-A. aus: Verhandl. d. Naturhist. Ver. d. preuß. Rheinl. u. Westf. Jahrg. **76**, 1919. Bonn 1920.

Gottschiek, F. u. W. Wenz: Die Sylvanaschichten von Hohenmemmingen und ihre Fauna. S.-A. aus: Nachrichtenblatt der deutschen Malakozoologischen Gesellschaft, H. 1/3, 1916. Schwanheim a. M. 1916.
— Die Land- und Süßwassermollusken des Tertiärbeckens von Steinheim am Aalbuch. I. Die Vertiginiden. S.-A. aus: Wie vor, Jahrg. **51** (1919). Schwanheim a. M. 1919.

Grohmann, R.: Der Jura der Pfirt im Oberelsaß. Ein Beitrag zur Kenntnis der Geschichte des Oberrheintalgrabens. Stuttgart 1920.

Haas, F. u. W. Wenz: *Unio pachyodon* Ludwig = *Margaritana auricularia* (Spengler). S.-A. aus: Jahresberichte u. Mitteil. d. Oberrhein. Geol. Vereins, N. F. Bd. IV, H. 2. Karlsruhe 1914.

Geologische Karte der Jsthmuswüste

Entworfen und gezeichnet von

Dr. Paul Range

K. O. Major i. d. Jahren 1915–1916

MITTELLÄNDISCHES-MEER

Ägypten

Palästina

Port Said
Bucht von Tine
Salz Komp.
Mufarrig
Tine
Mohammedije
Rumani
Kantara
Ismailia
Quarantaine St.
Timsah See
Großer Bittersee
Kleiner Bittersee
Suez
Port Taufik
Quarant. St.
Moses Quellen
Gals
Sirbonischer See
Saranik
El Arisch
B. Bitjie
B. Salmana
B. el Abd
B. Mesar
Gharif el Guzlan
Bir Lafen
Magdaba
Ruafa
Auagile
Chabra es Scheriki
Khan Junis
Rafah
Gaza
Schech Zuweid
Tell Fara
Schelale
Tell Scheria
Berseba
B es Sini
B. Rrel
Ruheibe
Chalassa
Asludsch
Biren
D. Lussan
Kusseima
Ain Kaderat
Ain Kadeis
Wadera
D. Helal
Hemme
D. Berga
B. Murr
Chabra
Hassana
Schereife
D. Yellek
B. Eded
D. Giddi
B. Towelia
D. Towella
Darb el Haasch
B. Mesar
Nakl
B. Butm
Hohe Dsche mal Pasche
Prophetengräber
Südgrenze des flachen Grundwassers

33°
34°
31°
30°

10 5 0 10 20 30 40 50 60 km

Erklärung

ade	ebenes Sandfeld
adf	unregelmäßige Flugsanddünen
adl	lange Dünenwälle
at	Salzton
al	Lehmalluvium
ag	Schuttkegel des Bergwadis
ql	Lehm
qz	Löß
qd	marines Diluvium
B	Basalt
bm1	Eocän
c2	Senon
c2t	Canoman-Turon
c1	Unterkreide
	Jura
Na Cl	Salzvorkommen
	Streichen u. Fallen der Schichten
	Verwerfung oder Flexur
	Fossilfundpunkte

Sanddünengebiet: ade, adf, adl

Kreide: Senon, Canoman-Turon, Unterkreide

Die liegenden Zahlen geben die Höhen der Dünen und die Mächtigkeit des Lößes an, Die stehenden Zahlen die Höhen über dem Meer bzw. die Meerestiefen.





Erklärungen zu Tafel IX.

Fig. 1. Innsbruck, Hungerburgterrasse, links Mayr-Rand, rechts Hungerburg-Rand, in der Mitte die tiefer gelegene Weiherburg-Kante, unter deren rechter Ecke die Trias-Scholle. Käuflich. Photo. 1911.

Fig. 2. Stollenmundloch am Geologensteg, Brekziendach darüber, rechts davon in der Mitte Moräne. Rechts oben Treppe des Geologensteges an der Ostkante, links daneben Staubsand unter der Brekzie.

Fig. 3. Dieselbe Treppe wie in Fig. 2, am Anschnitte, östlich oberhalb des Stollens; oben etwas Moräne und Schutt; darunter Brekzie mit groben Blöcken, unter dieser Staubsand, Schotter und Sand und zu unterst die Hauptmoräne.

Fig. 4. Die Wand des Anschnittes von Fig. 3 über dem Hammer: Brekzie; in der oberen Hälfte des Hammerstieles: Staubsand; rechts neben dem Hammerkopf: Schotter, darunter geschichteter Sand mit Kies.

Fig. 5. Westende des Mayr-Bruches; Schollen der Brekzie sind von Grundmoräne durchsetzt.

Fig. 6. Die rechte Hälfte des Anschnittes auf Fig. 5. Brekzie z. T. in Schollen aufgelöst, von Grundmoräne durchzogen, z. B.: Moräne unter dem großen Block in der Mitte der Wand, große Geschiebe in der Mitte unten.

Den Druck dieser Tafel ermöglichte die Hamburgische Wissenschaftliche Stiftung durch eine Beihilfe.



Fig. 1. Hungerburgterrasse.



Fig. 2. Stollenmundloch.



g. 3. Geologensteg, östl. oberhalb Mundloch.



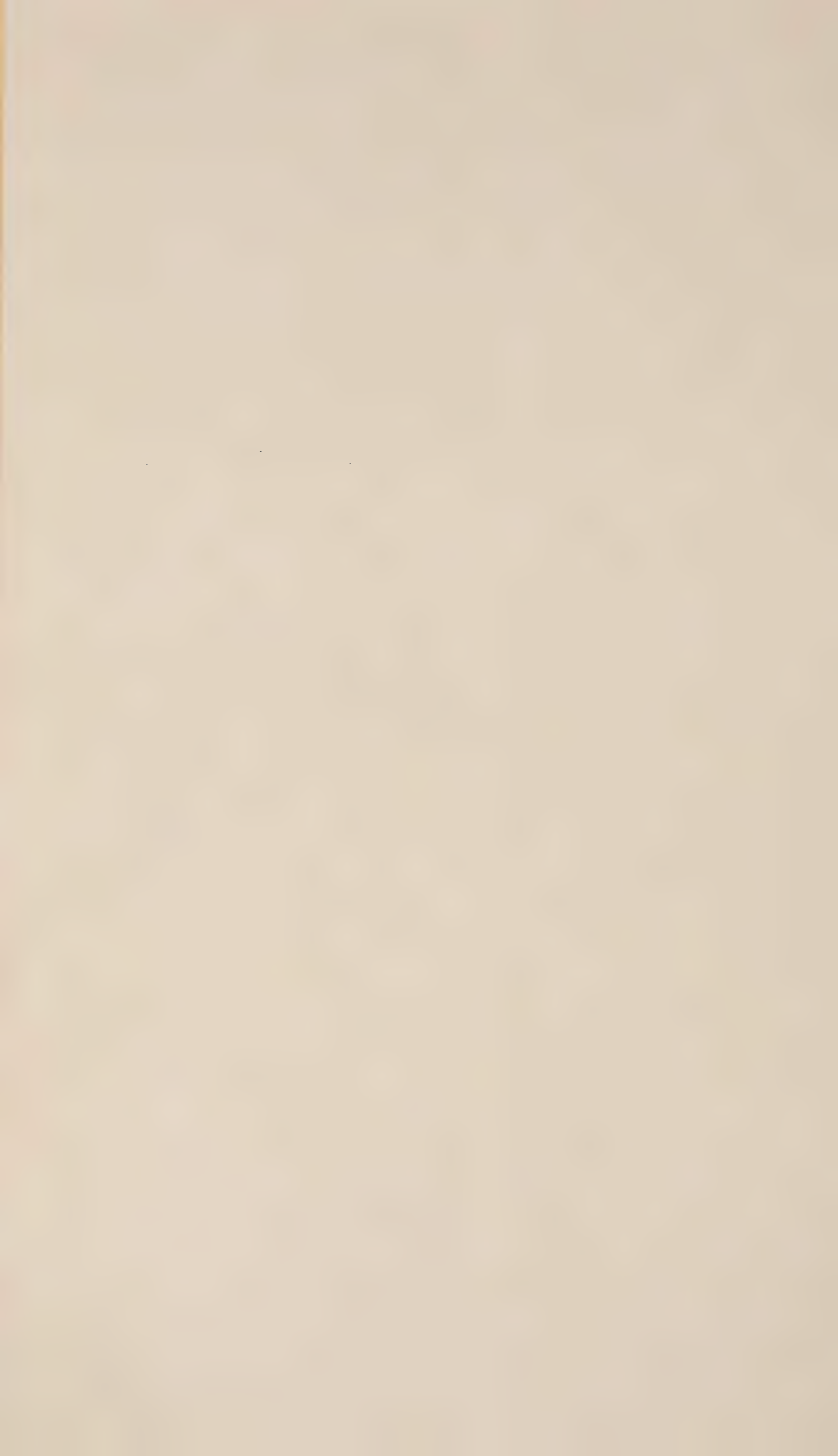
Fig. 4. Anschnitt von Fig. 3.



Fig. 5. Mayr-Bruch Westende.



Fig. 6. Rechte Hälfte von Fig. 5.



Zeitschrift
der
Deutschen Geologischen Gesellschaft.

B. Monatsberichte.

Nr. 11 12. 1920.

Protokoll der Sitzung am 3. November 1920.

Vorsitzender: Herr POMPECKJ.

Der Gesellschaft wünschen als Mitglieder beizutreten:

Herr Bergassessor ALFRED GRUMBRECHT in Betzdorf (Sieg), vorgeschlagen von den Herren DENCKMANN, QUIRING und BÄRTLING.

Herr Bergbaubeflissener WERNER HOFFMANN in Berlin, vorgeschlagen von den Herren PICARD, BÄRTLING und DIENST.

Herr Dr. MARTIN SOMMER in Leipzig, vorgeschlagen von den Herren PIETZSCH, GRAHMANN und DIENST.

Herr Fregattenkapitän a. D. WALTER MEHNERT in Göttingen, vorgeschlagen von den Herren STILLE, SALFELD und SCHRIEL.

Herr Markscheider und Landmesser LOTHAR FIEGLER in Zalenze (Oberschles.), vorgeschlagen von den Herren ZIMMERMANN I, MICHAEL und BÄRTLING.

Herr Bergassessor FRANZ NAUMANN in Recklinghausen, vorgeschlagen von den Herren KRUSCH, FREMDLING und BÄRTLING.

Herr Dr. HERMANN REICH, Assistent in Göttingen, vorgeschlagen von den Herren KEGEL, STILLE und DIENST.

Herr Lyzeallehrer BRADLER in Erfurt, vorgeschlagen von den Herren LANDMANN, DIENST und BÄRTLING.

Herr Professor Dr.-Ing. F. SCHUHMACHER in Freiberg i. Sa., vorgeschlagen von den Herren KOLBECK, SCHREITER und SAUER.

Herr Mittelschullehrer DAVID GEYER in Stuttgart, Silberburgstr. 165 II.

Der Vorsitzende legt die als Geschenk eingegangene Literatur vor.

Der Vorsitzende teilt mit, daß sich eine Paläontologenvereinigung in Berlin gebildet hat.

Herr BÄRTLING bittet Vortragsreferate und Diskussionsbemerkungen spätestens acht Tage nach der Sitzung einzusenden und von jedem irgendwie vermeidbaren Schriftwechsel zwecks Verminderung der sehr hohen Porto- und Papierkosten abzusehen. Vorträge und Diskussionsbemerkungen, die nicht acht Tage nach der Sitzung in Händen der Schriftleitung sind, können nicht mehr berücksichtigt werden. Ferner bittet Herr BÄRTLING, mit Rücksicht auf die Finanzlage der Gesellschaft, die Manuskripte so kurz als irgend möglich zu halten.

Herr **SCHLOSSMACHER** spricht:

Über die Metamorphose der kristallinen Schiefer im Vordertaunus.

Der Vortragende erläuterte zunächst an einer Projektionsserie von Dünnschliffen den metamorphen Mineralbestand und die Struktur der aus Quarzkeratophyren hervorgegangenen Sericitgneise, der zu Grünschiefern umgewandelten porphyritischen Keratophyre und der (sedimentären) Phyllite. Die metamorphe Mineralparagenesis ist, abgesehen von den Relikten der ehemaligen Eruptivgesteine, bei der Gruppe der saureren Ergußgesteine: Feldspat (Kali- und Natronfeldspat), Quarz, Sericit und gelegentlich etwas Eisenglanz, bei der basischen Gruppe: Albit, Quarz, Sericit, Chlorit, feinfaserige blaßgrüne Hornblende, eine blaue Hornblende, Epidot und Eisenglanz; die Phyllite führen Quarz, Sericit, gelegentlich auch echten Muskowit und Eisenglanz. Die metamorphe Struktur ist durchaus eine schiefrige. Aus diesen beiden Tatsachen — metamorpher Mineralbestand und Struktur — ist zunächst mit aller Sicherheit auf die Beteiligung von Dynamometamorphose (in einer Epizone) an der Umwandlung zu schließen. Auffallend ist gegenüber dem größten Teile des übrigen alten Schiefergebirges, wo stellenweise ähnliche Ausgangsgesteine vorliegen, der außergewöhnlich hohe Grad dieser metamorphen Beeinflussung, so daß hierfür noch ein besonderer Grund zu suchen wäre. Für die Beurteilung dieser Frage haben im Streichen flächenhaft eingelagerte Quarzalbittrümer, die in großen

Scharen, oft bis decimetermächtig, den Gesteinen eingeschaltet sind, die größte Bedeutung. Ihre Mineralausfüllung sowie Entstehung ist eine rein metamorphe. Es sind streichende Kluftausfüllungen mit Quarz und Albit, denen ganz untergeordnet und gelegentlich einzelne der übrigen Mineralien der metamorphen Paragenesis wie Sericit, Chlorit, Hornblende, Epidot und Eisenglanz beigesellt sind. Neben diesen sind aber im Laufe der Jahre noch einige andere seltene Mineralvorkommen bekannt geworden, die die größte Aufmerksamkeit verdienen; es sind dies: Axinit, Fluorit und Apatit. Diese Kombination weist auf Lösungen magmatisch-hydrothermaler Herkunft hin. Diese Lösungen haben sich also, so muß man nach der Gemeinsamkeit der Erscheinungen annehmen, in die Vorgänge der reinen Dynamometamorphose „hineingemischt". Damit wird nun aber auch die Einschätzung der übrigen Mineralien, für die zunächst kein Grund vorhanden schien, sie anders als durch eine besonders intensive Dynamometamorphose zu erklären, wiederum unsicher, so daß es einstweilen in den meisten Fällen schwer zu entscheiden ist, was man auf Rechnung der einen oder der anderen Lösungen oder beider zusammen zu setzen hat. Für diese Betrachtungen allgemeineren Inhalts wären Gebiete ähnlicher Verhältnisse, wie LOSSENS Zone von abweichenden Schiefergesteinen am Südrande des Harzes (Wippra) und das Bober-Katzbach-Gebirge sowie der linksrheinische Taunus zum Vergleich heranzuziehen.

Die Frage nach der Herkunft der magmatisch-hydrothermalen Faktoren weist zunächst auf die unbekannte Unterlage des Taunus hin, läßt aber auch die Verbindung mit dem Odenwalde ins Auge fassen. Davon, daß zwischen Taunus und Odenwald (von der tertiären Unterbrechung abgesehen) während der Gebirgsbildung und der damit verknüpften Metamorphose keine Trennung durch eine Zwischenschaltung fremder Gebirgsglieder oder einer tektonischen Trennungszone bestanden hat, hat sich der Vortragende durch das Studium der Hornfelse am Nordrande des Odenwaldes überzeugt. Es gelang, als Ausgangsmaterial eines Teiles der dortigen Hornfelse genau die gleichen Eruptivgesteine nachzuweisen, aus denen auch die kristallinen Schiefer am Südrande des Taunus entstanden sind. Diese primäre Zusammengehörigkeit läßt sich an den Eruptivgesteinsrelikten noch deutlich feststellen und wurde durch Nebeneinanderstellen einiger Dünnschliffprojektionen demonstriert. Es

liegt also ein und dieselbe Formation mit den gleichen eingeschalteten Ergußgesteinen am Taunussüdrande und am Nordrande des Odenwaldes vor.

An der Besprechung beteiligten sich die Herren KRUSCH, BERG, ZIMMERMANN I, HARBORT und der Vortragende.

Herr **KRUSCH** spricht:

Über die kolloidale Löslichkeit von sulfidischen Erzen, Adsorptions- und Adhäsionsmetasomatose und deren Raumbildung[1]).

Nach und nach gelangt die während des Weltkriegs in den Vereinigten Staaten erschienene lagerstättenkundliche Literatur nach Deutschland. Sie ergibt, daß die deutsche Lagerstättenkunde infolge der vielen Kriegsaufgaben und der auch für das wissenschaftliche Gebiet geltenden Blockade in mehr als einer Beziehung in den Kriegsjahren zurückgeblieben ist. Größere Fortschritte haben die Amerikaner namentlich in drei Richtungen erzielt, nämlich 1. in der Anwendung des metallographischen Mikroskops, 2. bei den Untersuchungen über die Entstehungstemperatur der Erzlagerstätten und schließlich 3. auf dem Gebiete der Kolloidchemie, auf welches ich hier kurz eingehen will.

Es ist allgemein bekannt, daß es, abgesehen von echten Lösungen, in denen der gelöste Stoff mit keinem physikalischen Hilfsmittel dem Auge erkennbar wird und der mechanischen Suspension, deren Lösungsmittel ihn als mit dem bloßen Auge wahrnehmbare Trübe enthalten, noch kolloide Lösungen gibt, bei denen die gelöste Substanz ohne Rücksicht auf ihre chemische Zusammensetzung zwar nicht vom unbewaffneten Auge erkannt wird, aber mit Hilfe des Ultramikroskops sichtbar gemacht werden kann. Durch gewisse, längst bekannte Einflüsse, auf die ich hier nicht näher eingehen will, erfolgt dann die Ausfällung (Ausflockung) des sogenannten Suspensoids.

---

[1]) Ich bringe hier nur einen kurzen Auszug, eine ausführliche Arbeit über Adsorptions- und Adhäsionsmetasomatose veröffentliche ich in der Zeitschrift für praktische Geologie.

Die vorzugsweise kontinentale Forschung hatte bis zum Kriegsausbruch ergeben, daß bei den Bildungsvorgängen der Oxydationszone der Lagerstätten die kolloidalen Lösungen eine recht bedeutende Rolle spielen. Alle amorphen Erze und Gang- bzw. Lagerarten sind kolloidaler Entstehung. In einem Vortrag gelegentlich des XII. internationalen Geologenkongresses in Toronto über primäre und sekundäre Erze unter besonderer Berücksichtigung der „Gele" und der schwermetallreichen Erze[2]), habe ich den damaligen Stand der Kenntnis zusammengefaßt und darauf hingewiesen, daß Beobachtungen über kolloide Vorgänge in der Zementations- und primären Zone bei sulfidischen Erzen bisher so gut wie fehlen. Überhaupt kennen wir nur wenige Beispiele natürlicher kolloider sulfidischer Erze, von denen ich hier Greenockit (CdS), Melnikowit (Fe_5S_7) und das Arsentrisulfid (As_2S_3) nenne.

Unsere Kenntnis über die Möglichkeit der Bildung sulfidischer „Reicherze" aus kolloiden Lösungen und ihre Wanderung auf Erzlagerstätten war also recht mangelhaft. Aufmerksam auf die Bedeutung derartiger kolloider Lösungen wurde man allerdings wiederholt bei Flotationsversuchen (Schwimmaufbereitung), bei welchen das Material — gewöhnlich eine recht innige Verwachsung der verschiedensten Erze und Gang- oder Lagerarten — fein zerkleinert und in einer sehr verdünnten Säure oder sehr schwachen Ölemulsion suspendiert wird. Unter Ausschaltung des spez. Gewichts kommen dann häufig gerade die schwersten Bestandteile des Erzes an die Oberfläche und werden als Schaum abgehoben, während leichtere zu Boden sinken. Hier müssen also die Oberflächenenergien, mit denen die Kolloidchemie arbeitet, tätig sein. Wenn auch vor allen Dingen Suspensionen in Betracht kommen, so ist ein kleiner Teil des Pulvers zweifellos als Suspensoid vorhanden, also in kolloider Lösung, chemische Lösungen spielen so gut wie keine Rolle. Suspensionen gehorchen in vielen Beziehungen den Gesetzen der Kolloidchemie.

Mit derartigen Vorgängen beschäftigt sich neben den bekannten Aufbereitungsfirmen in sehr dankenswerter Weise gegenwärtig z. B. Professor NATHANSON am Kaiser-Wilhelm-Institut in Berlin. Auf diesem Gebiet stehen wir noch in den Anfängen unserer Erkenntnis.

---

[2]) Zeitschr. f. prakt. Geologie 1913, S. 506.

Einen wesentlichen Fortschritt der Erforschung von kolloiden Sulfiderz-Lösungen bedeuten von CLARK und MENAUL[3]) ausgeführte Versuche. Sie nahmen je 1 g gepulverte sulfidische Erze, bedeckten sie mit einer KOH-Lösung und leiteten dann zwei Monate und sieben Tage lang H_2S hindurch. Schon nach sechs Tagen begann die Lösung wolkig zu werden. Kolloid gelöst war nach den Verfassern alles, was nach kräftigem Schütteln und fünf Minuten langem Stehen sich nicht absetzte. Die beiden Autoren fanden u. a. folgende z. T. überraschend hohe Sulfidmengen in dieser kolloiden Lösung:

Bei Zinnkies	29,77 %
„ Kupferindig	28,88
„ Realgar	24,71
„ Enargit	21,87
„ Schwefelkies	20,13
„ Zinkblende	15,88
„ Speiskobalt	16,72
„ Fahlerz	15,88
„ Arsenkies	15,82
„ Zinnober	8,72
„ Buntkupfererz	3,79
„ Silberglanz	0
„ Rotgiltig Erz	0

Zu dieser Reihe habe ich zu bemerken, daß der Grad der kolloiden Löslichkeit — was von vornherein anzunehmen war — nicht nur von der chemischen Zusammensetzung des Dispersoids, sondern auch von der lagerstättenkundlichen Stellung der Erze ganz unabhängig ist, primäre und Zementationserze werden regellos bald mehr bald weniger aufgenommen.

Von den weiteren Versuchen CLARKS und MENAULS interessiert uns, daß auf an Platindraht eingehängten, je rd. 1 g schweren Tonerde- bzw. Kalksteinstückchen ein Teil der Sulfide nach zwei Monaten abgesetzt (adhäriert) wurde. Ich entnehme den Ergebnissen folgende Reihen:

	Tonerde	Kalkstein
Kupferindig . . .	0,0280 g = 2,8 %	0,0140 g = 1,40 %
Enargit	0,0253 „ = 2,53	0,0135 „ = 1,35
Fahlerz	0,0252 „ = 2,52	0,0133 „ = 1,33
Schwefelkies . .	0,0232 „ = 2,32	0,0100 „ = 1,00

[3]) J. D. CLARK und P. L. MENAUL, The Role of Colloidal Migration in Ore Deposits, Econ. Geol. Bd. XI, S. 37.

	Tonerde	Kalkstein
Arsenkies	0,0232 „ = 2,32 %	0,0101 „ = 1,01 %
Kupferglanz . . .	0,0130 „ = 1,30	0,0068 „ = 0,68
Bleiglanz	0,0121 „ = 1,21	0,0068 „ = 0,68
Zinkblende . . .	0,0036 „ = 0,36	0,0020 „ = 0,20
Silberglanz . . .	0,0002 „ = 0,02	— —

Da man gewohnt ist, derartige Ausfällungen aus echten Lösungen „Adsorption" zu nennen, möchte ich, an das englische Wort „adhered" anknüpfend, die Ausfällung aus kolloidaler Lösung zum Unterschiede als „Adhäsion" bezeichnen, wenn ich mir auch bewußt bin, daß der Kolloidchemiker in dem Vorgang dieser Adhäsion nur einen besonderen Fall der Adsorption sieht[1]).

Eine Beziehung zwischen der chemischen Zusammensetzung der Erze und der adhärierten Menge ist nicht festzustellen. Auffallend ist, daß sich die Adhäsion bei Kalk nur ungefähr halb so groß als bei Ton erweist. Clark und Menaul erklären diese Erscheinung mit großer Wahrscheinlichkeit derart, daß bei dem Prozeß ein Kalziumsalz in Lösung ging und dadurch die weitere Dispersion von Sulfid verhindert wurde. Es fand also eine Verdrängung statt.

Die Versuche zeigen, daß auch natürliche kolloide Sulfidlösungen in Berührung mit tonigen oder kalkigen Gesteinen die gelösten Sulfide fallen lassen müssen. Auch die kolloiden Sulfidlösungen sind also geeignet, das häufige Zusammenvorkommen von Sulfiden mit Ton und Kalk zu erklären. Wie in einer Besprechung der Arbeit in der „Kolloid-Zeitschrift", Bd. 26, 1920, S. 219, richtig bemerkt wird, ist eine Pseudomorphosenbildung durch derartige Adhäsion ausgeschlossen. Darin liegt also ein wesentlicher Unterschied gegenüber den metasomatischen Verdrängungen durch echte Lösungen und eine Uebereinstimmung mit den Adsorptionsvorgängen, die nach meiner Meinung ebenfalls nicht geeignet zur Erzeugung von Pseudomorphosen sind.

Zu der Ausführung der Versuche bemerke ich folgendes:

a) Wenn man Kalilauge benutzt und Schwefelwasserstoff einleitet, dann bildet sich eine Lösung von Schwefelkali, die natürlich in der Lage ist, gewisse geeignete Sulfide

---

[1]) L. Michaelis und P. Rona, Die Adsorbierbarkeit der oberflächenaktiven Stoffe durch verschiedene Adsorbenzien sowie ein Versuch zur Systematik der Adsorptionserscheinungen.

chemisch in Form eines Sulfosalzes zu lösen; die beiden Autoren berücksichtigen diese Eigenschaft nicht, während ich geneigt bin, eine wesentliche Menge gelöster Sulfide vorauszusetzen.

b) Dieses Gemisch von chemischer mit kolloider Lösung ist nach meiner Ansicht deshalb wichtig, weil sich in der Natur wohl stets beide zu gleicher Zeit bilden, wenn auch ihr gegenseitiges Mengenverhältnis sehr wechselnd sein dürfte.

c) Es ist weiter zu berücksichtigen, daß in der Natur Schutzkolloide entstehen, die kolloid gelöste Stoffe usw. am Ausflocken hindern können.

d) Clark und Menaul denken nur an die Bildung von kolloiden Sulfidlösungen bei aszendierenden Wässern, sie können aber auch bei deszendierenden entstehen.

Wir haben früher bei der Einwirkung der Tageswässer auf sulfidische Erzlagerstätten fast ausschließlich an die Bildung von chemischen Lösungen gedacht, die, wie z. B. Eisenoxydsulfat, in der Lage sind, eine ganze Reihe von Schwermetallsulfiden aufzulösen. Bei Befahrungen einiger alter Gruben im sächsisch-böhmischen Erzgebirge wurde ich aber darauf aufmerksam, daß neben den chemischen auch mechanische Vorgänge eine bedeutende Rolle spielen können; eine Sulfidlinse fand ich z. B. durch den Einfluß der atmosphärischen Wässer von einer dicken, schmierigen Sulfidschlammschicht überzogen. Bei einer derartig feinen Zerteilung der primären Sulfide ist natürlich nicht nur die Gelegenheit zur Bildung von Suspensionen, sondern auch von Suspensoiden, also kolloiden Lösungen, gegeben. Wenn also auch in der Hauptsache eine sehr verdünnte chemische Lösung entsteht, so kann diese doch in sehr geringer Menge kolloid gelöste Sulfide und mechanische Suspensionen enthalten. Bei der späteren Einwirkung dieser Mischung werden also nebeneinander die Wirkungen chemischer und kolloider Lösungen zu beobachten sein.

Flotationsversuche Nathansons haben gezeigt, daß sich nicht nur verschiedene Sulfide in diesen Gemengen von vorzugsweise Suspension und wenig kolloider Lösung verschieden verhalten, sondern mitunter auch ein und dasselbe Sulfid; das liegt nach meiner Meinung z. B. an dem sehr wechselnden Eisengehalt. Besonders auffallend ist in dieser Beziehung das verschiedene, auch bei anderen Gelegenheiten

von mir beobachtete Verhalten der Zinkblende. Eisenreiche Zinkblende ist viel schwerer von Bleiglanz zu trennen als eisenfreie oder eisenarme.

Ich erkläre diesen Unterschied aus dem verschiedenen Grade der Zerreiblichkeit beider Blenden, und zwar ist die eisenarme leichter zerreiblich, sie neigt auch in der Natur zur Bildung fast erdiger Massen. Leichter zerreibliche Mineralien bilden aber leichter Suspensionen und Suspensoide, also kolloide Lösungen.

Da nun aber besonders die hydrometasomatischen Blei-Zinkerz-Lagerstätten gewöhnlich durch sehr eisenarme Zinkblende ausgezeichnet sind, muß man daran denken, daß auf dieser Lagerstättengruppe neben den allbekannten umfangreichen chemischen auch kolloidale Wirkungen tätig gewesen sein können und evtl. noch sind. Seit langem wissen wir, daß diese Gruppe viele amorphe erdige Mineralien, wie Hydrozinkit, Bleierde usw., enthält, die zweifellos oder mit größter Wahrscheinlichkeit Gele sind, also aus kolloiden Lösungen ausgeflockt wurden.

Nachdem uns Clark und Menaul gezeigt haben, daß aus kolloiden Lösungen auch Sulfide auf Kalkstein adhäriert werden, muß bei dieser Lagerstättengruppe auch an kolloide Sulfidbildung gedacht werden.

Beide Verfasser sprechen bereits die Möglichkeit der Kalkverdrängung auf diesem Wege aus, wenn sie auch experimentell noch nicht erwiesen ist. Für die Richtigkeit der Auffassung spricht aber das Auftreten der oben genannten erdigen Mineralien auf hydrometasomatischen, aus Kalkstein entstandenen Lagerstätten und die Erwägung, daß bei der Adhäsion auch chemischer Austausch nicht nur durch beigemengte chemische Lösung, sondern vermutlich auch bei der Adsorption und Adhäsion selbst in Betracht kommt.

Unser System der Metasomatose bedarf in dieser Richtung zweifellos einer Ergänzung. Ich erinnere mich hierbei an mikroskopische Untersuchungen, die ich im Jahre 1913 an den Mineralien der Garnieritgruppe von Frankenstein in Schlesien ausführte. Ich konnte damals zeigen, daß diese silikatischen Nickelerze in der Regel keine selbständigen Mineralien darstellen, sondern daß ältere Gelmineralien durch Adsorption von Nickel durchtränkt werden, und zwar wird aus chemischen, durch Oberflächen-

wässer erzeugten Lösungen der Nickelgehalt niedergeschlagen. Schon damals zwangen mich die mikroskopischen Bilder, anzunehmen, daß dieser Prozeß mit einer weitgehenden Verdrängung der älteren Gelmineralien verbunden ist. Ich bezeichne den Vorgang jetzt als Adsorptionsmetasomatose und bin überzeugt, daß bei der Raumbildung für das Nickelerz vorzugsweise rein chemische Prozesse tätig waren. Welche Rolle die chemische Zusammensetzung des Adsorbens bei der Adsorption spielen kann, zeigen die Ausführungen von L. Michaelis und P. Rona a. a. O.

Die gleiche Erscheinung konnte ich bei der Verdrängung des zu einer amorphen Masse zersetzten Serpentins durch derartiges garnieritisches Nickelerz nachweisen. Das sog. grüne Knötchenerz von Frankenstein ist z. B. so auf metasomatische Weise entstanden. Aehnliche Verdrängungsprozesse lassen sich bei der Magnesitbildung im Serpentin erkennen. Alle diese Vorgänge fallen unter den Begriff der Adsorptionsmetasomatose.

Aus Clarks und Menauls Versuchen ergibt sich, daß bei der Lagerstättenbildung neben der Adsorptionsfällung aus echten Lösungen die Adhäsionsfällung aus kolloidalen berücksichtigt werden muß. Bei der letzteren halte ich es für sehr wahrscheinlich, daß neben der chemischen die kolloide Wegführung und die durch Suspensionen bei der Raumbildung eine wesentlichere Rolle gespielt hat. Eine derartige Verdrängung möchte ich als Adhäsionsmetasomatose bezeichnen. Ist die Raumbildung energischer als die Ersetzung durch kolloidal gelöstes Erz, so entstehen im Gegensatz zur Metasomatose Hohlräume, ihre spätere Ausfüllung muß als „Hohlraumfüllung“ bezeichnet werden, bei welcher der Adhäsionsniederschlag eine wesentliche Rolle spielen kann.

Der Unterschied zwischen der Adsorptions- und der Adhäsionsmetasomatose einerseits gegenüber der Hydrometasomatose andererseits beruht also in dem Fehlen kolloider Einflüsse bei der letzteren.

Ich komme damit zu folgender Übersicht über Metasomatose und Höhlenfüllungen und ihre Raumbildung, die bei der Untersuchung der Bildung von Erzlagerstätten (namentlich in Kalken) berücksichtigt werden muß:

A. Metasomatose

Bisher:

<table>
<tr><th>Primäre Metasomatose</th><th>Sekundäre Metasomatose</th><th></th><th></th></tr>
<tr><td>a) Pneumatolytische Metasomatose:
α) Pegmatitische,
β) Auf Kontakt- und Zinnlagerstätten
b) α) Innere Gangmetasomat.
β) Äußere Gangmetasomat. (nur bei Gängen)
c) Hydrometasomatose (chemischeLösung wirkt auf Kalkstein)</td><td>(Chemische Lösungen aus Oberflächenwasser gebildet)
a) Oxydationsmetasomat. bei Kalk als Nebengest.
b) Zementationsmetasomatose (chemische Oberflächenwasserlösung wirkt auf primäre Erze)</td><td>Mit Pseudomorphosenbildung</td><td>Raumbildung durch chemische Lösungen</td></tr>
</table>

Neu hinzu:

<table>
<tr><th colspan="2">Kolloide Metasomatose</th></tr>
<tr><td>a) Adsorptionsmetasomatose (Gelgestein wirkt auf vorzugsweise echte Lösung)
b) Adhäsionsmetasomatose (Kalkstein und Gelgestein wirken auf vorzugsweise kolloide Lösung)</td><td>Allmähliche Raumbildung, vorzugsweise durch chemische Lösung (untergeordnet kolloidal)</td></tr>
</table>

B. Höhlenfüllungen

Bisher:

Ausfüllung von a) Gängen und b) unregelmäßigen Hohlräumen bei Raumbildung durch chemische Lösungen oder mechanische Wegführung (Suspension)

Neu hinzu:

a) Füllung durch Adsorption aus chemischer Lösung auf Gel b) Füllung durch Adhäsion aus kolloider Lösung auf Gel	Raumbildung durch kolloide Vorgänge und Suspension

Herr **HERMANN SCHMIDT** spricht „Über die Einrichtung eines Archivs paläogeographischer Karten".

Dazu spricht Herr POMPECKJ.

v. w. o.

POMPECKJ. JANENSCH. BÄRTLING.

Protokoll der Sitzung am 8. Dezember 1920.

Vorsitzender: Herr POMPECKJ.

Der Vorsitzende macht Mitteilung von dem Ableben des Herrn FRANZ RADLIK in Charlottegrube (Oberschles.).

Die Versammlung erhebt sich zu Ehren des Verstorbenen.

Als neue Mitglieder werden aufgenommen:

Herr Dipl.-Berging. und Markscheider GEORG GÖPFERT in Kattowitz (Oberschles.), vorgeschlagen von den Herren ZIMMERMANN I, WEBER und BÄRTLING.

Herr Bergassessor GEORG KLEIN in Halle a. S., vorgeschlagen von den Herren KRUSCH, PICARD und BÄRTLING.

Herr Geologe Dr. PAUL WOLDSTEDT in Berlin, Geologische Landesanstalt, vorgeschlagen von den Herren POMPECKJ, MESTWERDT und HAACK.

Herr Lehrer K. J. CARLOWITZ in Welsede, Post Hessisch-Oldendorf, vorgeschlagen von den Herren PICARD, DIENST und BÄRTLING.

Herr Oberbergrat EMIL KAUFMANN in Bad Reichenhall, vorgeschlagen von den Herren BÄRTLING, KRUSCH und DIENST.

Herr Bergrat JOHANNES WILLERT in Saarbrücken, Bergschule, vorgeschlagen von den Herren KRUSCH, BÄRTLING und DIENST.

Herr stud. L. NÖTH in Hamburg, vorgeschlagen von den Herren WYSOGORSKI, GÜRICH und GRIPP.

Herr Professor Dr. AUGUST MERTENS in Magdeburg, Städtisches naturhistorisches Museum, vorgeschlagen von den Herren WIEGERS, SCHNEIDER und DIENST.

Frau MARGARETE v. STAFF in Arnsberg (Westfalen), vorgeschlagen von den Herren RANGE, BÄRTLING und JANENSCH.

Herr Geologe Dr. H. AHRENS in Berlin W 10, Genthiner Straße 5, vorgeschlagen von den Herren BÖHM, FLIEGEL und DIENST.

Als Ergebnis der Wahl des Vorstandes und des Beirates für das Jahr 1921 wird bekanntgegeben:

Es wurden abgegeben 437 gültige und 5 ungültige Stimmen.

Es erhielten Stimmen:

Als Vorsitzender:

Herr POMPECKJ 436, Herr SCHRÖDER 1; gewählt Herr POMPECKJ.

Als stellvertretende Vorsitzende:

Herr RAUFF 434, Herr BÜCKING 431; die Herren P. G. KRAUSE, STILLE, WEDEKIND, SCHRÖDER, SALOMON je 1 Stimme; gewählt die Herren RAUFF und BÜCKING.

Als Schriftführer:

Herr BÄRTLING 437, Herr SCHNEIDER 437, Herr JANENSCH 436, Herr LEUCHS 432, die Herren BORN, PHILIPP, SCHREIBER, TILMANN je 1 Stimme; gewählt die Herren BÄRTLING, SCHNEIDER, JANENSCH, LEUCHS.

Als Schatzmeister:

Herr PICARD 437; gewählt Herr PICARD.

Als Archivar:

Herr DIENST 437; gewählt Herr DIENST.

Als Beiratsmitglieder:

Herr BERGEAT 437, Herr STILLE 436, Herr KRUSCH 435, Herr TIETZE-Wien 433, Herr FREIHERR STROMER VON REICHENBACH 432, Herr A. WICHMANN-Utrecht 432, Herr HEIM 430, Herr MADSEN 427, Herr WILCKENS 423, Herr ERICH KAISER 5, die Herren DEECKE, WEGNER, VAN WERVEKE je 3, die Herren BROILI, CLOOS, JAEKEL, MACCO, SALOMON, WÜST je 2 Stimmen; die Herren WEDEKIND, KLINGHARDT, KOSSMAT, ERDMANNSDÖRFFER, DENCKMANN, TORNQUIST, WEIGEL, BONNEMA, SUESS, QUAAS, SAUER, HARRASSOWITZ, BOELE, STREMME, SCHÖNDORF, SALFELD, STOLLEY, V. SEYDLITZ, KRANTZ, KUKUK, LINCK, STUTZER, MARTIN SCHMIDT je 1 Stimme; gewählt die Herren BERGEAT, STILLE, KRUSCH, TIETZE, FREIHERR STROMER VON REICHENBACH, WICHMANN, HEIM, MADSEN, WILCKENS.

Die anwesenden gewählten Mitglieder des Vorstandes und Beirates nahmen die Wahl an.

Der Vorsitzende spricht den ausscheidenden Mitgliedern des Vorstandes und Beirates den Dank der Gesellschaft aus.

Herr **BEYSCHLAG** spricht:

Zur Frage der Entstehung des Kupferschiefers.

Veranlassung für eine erneute Besprechung der Entstehung des Mansfelder Kupferschiefers ist eine Reihe unlängst erschienener Veröffentlichungen und Vorträge der Herren POMPECKJ, WALTHER, LANG u. a., in denen zu dem seit Jahren von mir vertretenen Standpunkt einer epigenetischen Entstehung der Kupfererzführung dieses interessanten Schichtengliedes der deutschen Zechsteinformation vorzugsweise in ablehnendem Sinne Stellung genommen und die ältere Auffassung von der syngenestischen Bildung des Kupferschiefers, als eines echten Erzsediments, vertreten wird.

Meine erstmalige öffentliche Stellungnahme zu dieser Frage erfolgte in der Deutschen Geologischen Gesellschaft, wo ich mich vor allem bemühte, nachzuweisen, daß die von den Vertretern der letzteren Auffassung in den Vordergrund ihrer Beweisführung geschobene sog. Niveaubeständigkeit des erzhaltigen Kupferschiefers nicht existiert. Zeitmangel verhinderte mich damals, das Vorgetragene zu Papier zu bringen, und so ist nur ein kurzes Referat, welches Herr MICHAEL für die „Zeitschrift für praktische Geologie" anzufertigen die Freundlichkeit hatte, in die Literatur übergegangen. Inzwischen ist Herr KRUSCH meiner Auffassung nicht nur beigetreten, sondern hat sie durch eigene wertvolle Untersuchungen unterstützt und erweitert. Dementsprechend ist auch unsere gemeinsame Auffassung des Gegenstandes in der von uns herausgegebenen Lagerstättenlehre zum Ausdruck gekommen.

Im Jahre 1914 hat nun Herr POMPECKJ in der BRANKA-Festschrift unter dem Titel: „Das Meer des Kupferschiefers" eine wertvolle Abhandlung veröffentlicht, in der er nach Festlegung der Verbreitung des Kupferschiefers[1]) bezüglich

---

[1]) Der von Herrn POMPECKJ beanstandete, in BEYSCHLAG, KRUSCH und VOGT, Lagerstättenlehre, 1913, Bd. II, S. 614 gebrauchte Ausdruck: „Die Verbreitung des Kupferschiefers in Deutschland d e c k t sich mit der einstigen Ausdehnung des

der bekannten Gesteinsbeschaffenheit des „bituminösen Mergelschiefers" folgende Punkte hervorhebt: „Reichtum an Bitumen und kohliger Substanz", „mikroskopisch ein typischer Schieferton", in dem „Erzkörnchen unregelmäßiger Form, schütter (?) durch das Bild verstreut, meist durch Ton und Bitumensubstanz verhüllt" erscheinen. „Von unten nach oben zunehmender Kalk- und abnehmender Bitumengehalt; letzterer zwischen 6 und 20 % schwankend". „Parallelismus zwischen Erz- und Bitumengehalt"; „gewisse, immerhin geringe, regionale Differenzierung in der petrographischen Beschaffenheit an den verschiedenen Orten seines Vorkommens"; (bei Albungen an der Werra sandig, im Spessart und in der Wetterau tonig).

Aus dem Fossilinhalt des Kupferschiefers (ganz vorzugsweise Fische, 1 Echinoderm, 6 Brachiopoden, 4 Bryozoen, 10 Lamellibranchiaten, 1 Scaphopode, 1 Gastropode, 2 Cephalopoden, 1 Stegocephale, 2 Reptilien und eingeschwemmte Landpflanzen) folgert Pompeckj — namentlich mit Rücksicht auf die Brachiopoden und die sonst nur aus marinen Ablagerungen bekannten Muscheln, daß der Raum, in welchem das Kupferschiefergestein zum Absatz kam, als ein Meeresteil zu bestimmen ist.

Nachdem Pompeckj diesen unumstößlich sicheren, übrigens nicht nur von mir, sondern von der weitaus größten Mehrzahl aller Forscher geteilten Standpunkt und Ausgangspunkt nochmals ausdrücklich festgelegt hat, sucht er die Art dieses Kupferschiefervorkommens näher zu charakterisieren. Der fossile Faulschlamm des Kupferschiefers soll nicht, wie Bergeat annimmt, entstanden sein in einem seichten Becken, in dem über einer mit Kupferlösungen durchschwängerten Fischjauche die verwesenden Massen dann die Metallsulfide ausfällten, — er soll auch nicht, wie Walther annimmt, „der schlammige Bodensatz eines Sumpfes sein, in welchem nur wenige euryhaline Bewohner es aushielten und in welchen kupferhaltige Lösungen einströmten". Auch die Meineckesche Vorstellung von dem versumpften englisch-deutschen Zechsteinmeer oder die Doszsche Auffassung von der Analogie zur Bildung des

---

Zechsteinmeeres", soll selbstverständlich nicht besagen, daß beide Ablagerungsräume völlig identisch sind, sondern daß der speziellere Ablagerungsraum des Kupferschiefers in den allgemeineren des Zechsteinmeeres fällt. Die Lücken in der Verbreitung des Kupferschiefers, die zum Teil auf Untiefen und Inseln im Kupferschiefermeer deuten, sind uns natürlich bekannt.

eisensulfidreichen Faulschlamms der Oeselschen Buchten und endlich der Gedanke Hornungs, der in einem mit Erzlaugen erfüllten Becken Meereseinbrüche stattfinden läßt, welche die Kupferschieferfische wie Heringszüge mitbringen, — werden abgewiesen. Das Sediment des Kupferschiefers soll vielmehr in einem echten Meeresraum abgesetzt sein, in welchen tief abgetragenes Land nur feinsten Schutt zu transportieren vermochte. Reichlich muß organisches Leben vorhanden gewesen sein, welches dem werdenden Schiefer das Bitumen beimengte, und besondere Bedingungen haben die Metallsulfide zur Ausfällung gebracht.

Dem allen kann ich nur Wort für Wort beistimmen und dennoch kommen wir weiterhin zu ganz verschiedenen Auffassungen. Diese Differenzen liegen auch nicht in der Vorstellung von der Eigenart des im Kupferschiefer erhaltenen organischen Lebens, bei dem die eingeschwemmten allochthonen Landpflanzen und Leichen einiger landbewohnender Tiere an Bedeutung hinter den Wasserbewohnern und namentlich hinter den Meeresbewohnern, Fischen usw. zurücktreten.

Wichtig ist Pompeckjs Ausführung, daß das fossile Benthos (Brachiopoden und Bryozoen) im Kupferschiefer nur spärlich und schwer gedeiht, daß dagegen hauptsächlich die Grundfische des Meeres hervortreten.

Mit Rücksicht aber auf die von ihm angenommene unwirtliche Tiefenregion des Zechsteinmeeres, die für das Leben höher organisierter Tiere ungeeignet erscheinen muß, nimmt Pompeckj an, daß die ganze Fischfauna des Kupferschiefers dem Meeresraum, in dem das Gestein entstand, nicht eigentümlich war. Er folgt einem Gedanken Jaekels, der die Meinung ausgesprochen hat, daß die Reste von *Janassa* gar nicht dem Becken des Kupferschiefermeeres selbst entstammten, und fragt schließlich, ob denn die Fische des Kupferschiefers überhaupt rein-marine Tiere gewesen seien. Er hält es für möglich, daß der ursprüngliche Wohnsitz der Fische in den Wässern des Landgebietes zu suchen sei, nimmt sogar als wahrscheinlich an, daß die Fische, mit Ausnahme der Selachier, eine in das Kupferschiefermeeresbecken gedrängte Süßwasserfauna darstellen.

Gleichwohl nehme ich nicht an, daß er auf dem Standpunkt Walthers angelangt ist, der kürzlich (s. Jahrbuch des Halleschen Verbandes, S. 39) betont hat, daß seiner Meinung nach der Kupferschiefer überhaupt keine Meeresbildung sei, daß er schon in den mittelrotliegenden Erznierenschiefern

von Goldlauter, die in einem kleinen Süßwassertümpel sich bildeten, seinen Vorläufer habe und daß die marinen Fossilien durch die Bildung des Kupferschiefers zum Absterben, die Bewohner der süßen Gewässer des rotliegenden Festlandes aber zur Vermehrung gelangten. Die näheren Umstände, wie das geschehen sei, schildert er in der ihm eigenen anschaulichen Weise folgendermaßen:

„Die stürmisch herabstürzenden Fluten wuschen von den Gehängen des Harzes und Frankenwaldes nicht nur das tonige Verwitterungspulver ab, sondern laugten gleichzeitig die darin vorhergehend ausgeschiedenen Metallsalze aus. Sie rissen alle die namenlosen Gewächse ab, die in den Trockentälern halb verdorrt übriggeblieben waren, und so sammelte sich in der flachen Senke ein dünner schlammiger Brei, der die in kleinen Gruppen verteilten Wälder von *Ullmannia*, *Voltzia* und *Gingko* zum Absterben brachte. Es starben aber auch die in den vereinzelten Rinnen und seenartigen Erweiterungen der Trockentäler lebenden Meerestiere und wurden als seltene Fossilien mit den ertrunkenen Sauriern in dem feinen schwarzen Moderschlamm trefflich erhalten."

Oberrotliegende Seen auf der Rumpfebene des Unterharzes, ähnlich dem fischreichen Süßwassertümpel von Goldlauter in Thüringen, sollen, infolge kurzer Regenkatastrophen überflutend, ihre schlammigen Wässer mit den Fischen in das Kupferschieferbecken haben abfließen lassen. Die Meerestiere starben ab, die Fluß- und Teichfische vermehrten sich. Die anfangs nur schwachen Metallösungen wurden durch den Pflanzenmoder ausgefällt und als feine Speise darin verteilt. Die zunehmende Konzentration der Kupfersalze dagegen machte der Fischbrut ein Ende, während die widerstandsfähigeren älteren Tiere am Leben blieben. Soweit WALTHER!

Meinem Vorstellungsvermögen wird es schwer, diesen anschaulichen Schilderungen zu folgen. Spuren irgendwelcher fischreicher Süßwasserseen in der Trockenzeit des Oberrotliegenden sind jedenfalls auf dem Harz überhaupt nicht vorhanden. In den übrigen Rotliegendgebieten Deutschlands kennen wir sie nur aus der unteren und mittleren Stufe.

Wie dem aber auch sei, so scheinen mir alle noch so geistreichen Deutungen der Einwanderung und Herkunft der Fischfauna des Kupferschiefers für die Erklärung seiner Erzführung nicht entscheidend. Die Fische können höchstens den Bitumengehalt des Niederschlags erhöht haben, der

aber wohl sicher der Hauptsache nach aus dem feinen Plankton stammte.

Als Schlußergebnis der erwähnten Arbeit führt Pompeckj aus, daß er nur e i n e n Weg zur Erklärung der bionomischen Verhältnisse und der Vorgänge der Gesteinsbildung des Kupferschiefermeeres gangbar finden könne, nämlich den schon früher von ihm zur Deutung des oberliasischen Posidonienschiefermeeres eingeschlagenen Vergleich mit dem Schwarzen Meer der Jetztzeit.

Auch dieser Vorstellung kann ich nur vollständig beipflichten; ja, ich muß gestehen, daß, nachdem ich im Anschluß an den Petersburger internationalen Geologenkongreß unter Andrussews und Lebedinzews Führung deren Beobachtungen im Schwarzen Meer kennen gelernt hatte, ich jahrelang meinen Schülern die Verhältnisse desselben als Paradigma für die Bildung des Kupferschieferflözes in den Vorlesungen vorgetragen habe. Ich kann mich Pompeckj nur anschließen, wenn er wörtlich sagt:

„Die an benthonischem Leben so überaus armen Tiefen des Kupferschiefermeeres als auch die petrographischen Verhältnisse des Sediments weiß ich nur als Analoga des Schwarzen Meeres zu deuten“.

Hier wie dort ein salzarmes, fischreiches Oberflächenwasser, darunter zunehmend normaler Salzgehalt des Brachiopoden, Bryozoen und Muscheln nährenden Meereswassers und endlich die sauerstoffarme Tiefe, das Reich des Todes, durch den von den Bakterien erzeugten Schwefelwasserstoff vergiftet, in dem die Fische wie das Plankton zugrunde gingen, in die Tiefe versanken und dort neben dem ausgeschiedenen sulfidischen Eisen das Bitumen lieferten, die feintonigen und feinstsandigen Sedimentmassen durchtränkend.

Mit Recht haben Walther und andere betont, daß man bei den Betrachtungen über die Entstehung des Kupferschiefers diesen nicht aus seinem Schichtenverband herauslösen und gesondert behandeln dürfe, vielmehr ihn als Glied eines längeren Werdeganges ansehen müsse. Daher zunächst noch einige Bemerkungen über seine Unterlage, das ja auch für die Erzführung wichtige Weißliegende.

Für Walther liegt die Entstehung des Kupferschiefers „an der Wende der rein-festländischen Rotliegendzeit und der darauf folgenden rein-marinen Zechsteinzeit“. Dem könnte man zustimmen, wenn Walther nun auch in der Tat diese Wende wirklich in die Grenze dieser beiden

Formationen legen würde. Aber davon ist, wie wir weiter sehen werden, keine Rede, vielmehr wird der „rein-marine" Charakter des Zechsteinkonglomerats und Kupferschiefers mehr oder minder künstlich fortargumentiert.

Darüber, daß die Bildungen des deutschen Rotliegenden, speziell des Oberrotliegenden, Festlandsbildungen sind, ist sich alle Welt einig und klar. Aller Wahrscheinlichkeit nach deutet die Rotfärbung auf ein Trockenklima (?) und lateritische Oberflächenverwitterung. Aber auch hiermit ist nicht gesagt, daß nun dieses Rotliegend-Festland ein abflußloses war, eine Wüste oder gar eine Salzwüste darstellte. Selbst wenn man die von MEINECKE aus dem Porphyrkonglomerat des Oberrotliegenden beschriebenen und abgebildeten Kantengerölle als Windkanter gelten lassen will, was ernste Beobachter anfechten, so beweist das noch nichts für die WALTHERsche Vorstellung, da Windkanter bei jedem Klima entstehen, wenn nur das geeignete Land zur Verfügung ist. Auch die von MEINECKE in der Gegend zwischen dem Ottoschacht bei Wimmelburg und dem Niewandtschacht bei Siersleben, also längs des ganzen Ostrandes der Mansfelder Mulde als verhärtete Dünen angesprochenen sog. Flözberge, die aus „Weißliegendem in einer feinsandigeren Entwicklung" bestehen sollen, lassen sich ungezwungen als durch fließendes Wasser gebildete Bänke deuten, würden übrigens auch noch kein Wüstenklima beweisen. Aber wie dem auch sei, muß man entschieden den Versuch WALTHERS, das Zechsteinkonglomerat als eine Landbildung zu deuten, als gekünstelt zurückweisen.

WALTHER schreibt (Jahrbuch des Halleschen Verbandes, S. 36 ff.): „Die natürlichen Pforten für ein Eindringen des Meereswassers sind die Flußrinnen, deren Boden unter dem Meeresspiegel liegt. Zwar sind diese Rinnen bei regenreichem Klima mit süßem Wasser gefüllt, aber eine geringe Verminderung der Niederschlagshöhe kann genügen, um das salzige Meereswasser in die Flußmündungen eindringen zu lassen. Die ältesten deutschen Zechsteinschichten sind nur an zwei s o e n g umschriebenen Stellen mit marinen Fossilien erfüllt, an der Schiefergasse bei Gera und am Bahneinschnitt bei Epichnellen, daß ich sie als Querschnitte einer solchen mit Meereswasser gefüllten Rinne betrachte. Sie enthalten als leitende Fossilien *Productus Cancrini*, der sonst nirgends in Deutschland gefunden worden ist, neben einigen andern marinen Formen aus dem russischen Zechstein."

Das ist nicht anders zu verstehen, als daß das Zechsteinkonglomerat seiner Hauptmasse und Verbreitung nach keine marine Ablagerung sein soll, und zwingt mich, etwas näher auf den Gegenstand einzugehen.

Die Zugehörigkeit der unter dem Namen Weißliegendes oder Grauliegendes im Liegenden des Kupferschieferflözes befindlichen, bald mehr sandigen, bald mehr konglomeratischen Ablagerungen zur Zechsteinformation bzw. zum Rotliegenden — also zu einer marinen oder zu einer Landbildung — ist bis auf den heutigen Tag noch nicht für jeden Punkt einwandfrei geklärt.

Für das unmittelbar unter dem Kupferschiefer liegende, mit kalkig-dolomitischem Bindemittel versehene, bei Epichnellen und Gera Versteinerungen führende Transgressionskonglomerat, dessen Unabhängigkeit vom Rotliegenden und Zugehörigkeit zur Zechsteinformation Ernst Beyrich am Südharzrande erwiesen hatte, führte er den Namen „**Zechsteinkonglomerat**" ein. So blieb der Name Weißliegendes oder Grauliegendes auf die stellenweise darunter folgenden, gebleichten oberen Schichten des Oberrotliegenden beschränkt. Schon damals aber begann zwischen Laspeyres einerseits und Weiss-Geinitz anderseits der Streit, ob Beyrichs marines Zechsteinkonglomerat im Mansfeldischen überhaupt entwickelt sei oder ob nicht vielmehr die dort verbreiteten, unmittelbar im Liegenden des Kupferschiefers befindlichen, bald sandigen, bald mehr konglomeratischen Ablagerungen des Weißliegenden nur die gebleichten obersten Teile des kontinentalen Rotliegenden seien und das marine Zechsteinkonglomerat örtlich dort fehle. Letzteres erschien um so eher möglich, als es — der Natur eines Transgressionskonglomerats entsprechend — auch am Südharz auf dem Schiefergebirge gelegentlich aussetzt.

Laspeyres betonte im Jahre 1873, nachdem er die Gegend der Mansfelder Mulde sowohl als auch des Südharzes genau kennen gelernt hatte, daß das Beyrichsche Zechsteinkonglomerat zwischen Steina und Nordhausen unzweifelhaft als unterstes Glied des Zechsteins anzuerkennen, aber ebenso unleugbar als eine petrographisch und stratigraphisch vom Mansfeldischen Weißliegenden völlig verschiedene Bildung anzusehen sei. Er führte diese seine Ansicht weiter aus in seiner Abhandlung über die Steinkohlenformation und das Rotliegende der Gegend nördlich von Halle.

Demgegenüber gibt WEISS fünf Profile aus der Gegend von Leinbach und Ahlsdorf am Ostrande der Mansfelder Mulde bekannt, in denen das Zechsteinkonglomerat mit folgenden Mächtigkeiten angegeben wird:

1. 4 cm grauer gröblicher Sandstein
2. 80 cm grauer gröblicher Sandstein
3. 2—3 cm weißer rundkörniger Sandstein
4. 6 cm desgl., oben rötlich
5. 200 cm desgl., nur an einzelnen Stellen etwas rötlicher Sandstein.

Nirgends sind Versteinerungen vorhanden, die beweisend sein könnten. Die Profile 4 und 5 sind falsch gedeutet, weil nach WEISS' eigener Angabe Übergänge zu roten Schichten, also zum Rotliegenden vorhanden sind, während der echte Meeresabsatz im Zechsteinkonglomerat wegen des Bitumen- und Kalkgehalts stets grau ist. Die Profile 1 und 3 mit nur 2—4 cm Mächtigkeit können schwerlich als beweisend anerkannt werden. Bleibt nur noch Profil 2 als möglich, aber absolut nicht beweisend.

Die Kontroverse zwischen WEISS und LASPEYRES bringt ebensowenig eine wirkliche Entscheidung, wie sie die früheren Erörterungen zwischen FREIESLEBEN und seinen Zeitgenossen erbracht hatten. Auch die Auffassung von SPEYER, die er in den Erläuterungen zu Blatt Eisleben niedergelegt hat, erscheint nicht beweisend; er sagt: „Die oberste, nur einige Zoll bis einige Fuß mächtige, kalkhaltige, sandige Schicht von grauer Farbe und mit fein eingesprengtem Kupfererz gehört, da sie die nie fehlende Basis des Kupferschiefers bildet, der unteren Abteilung der Zechsteinformation an und entspricht trotz der oft vorhandenen größeren Feinheit des Korns dem Zechsteinkonglomerat BEYRICHS am südwestlichen Harzrande, woselbst diese Sandsteine in einer mehr konglomeratischen Entwicklung auftreten."

WALTHERS Schüler MEINECKE hat sich in seiner 1910 erschienenen Dissertation eingehend über das Liegende des Kupferschiefers im Mansfeldischen verbreitet. Er gliedert die gesamten, zwischen Kupferschiefer und echtem Rotliegenden eingeschalteten, grauen, konglomeratischen und sandigen Gesteine in gebleichtes Rotliegendes, das er Grauliegendes nennt, in einen verhärteten Dünensand, der am Ufer des Zechsteinmeeres entstanden sein soll, und endlich in das BEYRICHsche marine Zechsteinkonglomerat.

Die Bleichung des Rotliegenden führt Meinecke mit vielen älteren Autoren auf die Reduktionswirkung der organischen Stoffe im Wasser des Zechsteinmeeres zurück. Er nimmt an, daß die ausbleichende Wirkung nicht nur auf die kurze Zeit des Meereseinbruchs selbst beschränkt war, sondern während der Entstehungszeit des Kupferschiefers und des Zechsteinkonglomerats angedauert hat.

Im Gegensatz dazu soll das Weißliegende Meineckes den Ostrand des Mansfelder Kupferschiefers als feinkörniger, schwach-kiesiger, verkitteter Sand in schwankender Mächtigkeit begleiten; er soll vom Kupferschiefer-Bergmann als Weißliegendes bezeichnet werden. Letzteres ist richtig, allerdings mit der Einschränkung, daß alle zwischen Kupferschiefer und echtem, rotgefärbtem Rotliegenden befindlichen hellen Gesteine im Mansfeldischen mit dem gleichen vulgären Namen bezeichnet werden. Es soll besonders geeignet sein zur Dünenbildung und daher die im Mansfelder Bergbau aus der Hettstedter Gegend bekannten, sog. Flözberge, d. s. dünenähnliche Erhöhungen, bilden. Diese letzteren sollen nicht durch Erosion zerteilte Reste einer ehemaligen einheitlichen Sanddecke sein, sondern, wie sich aus ihrer mantelförmigen Schichtung ergebe, lokale Anschwellungen des Weißliegenden darstellen, die auf festländischem Grunde liegen und die vor dem Hereindringen des Zechsteinmeeres gebildet seien. Es wird kein Beweis dafür erbracht, daß diese angeblichen Dünen, die vielleicht ebensogut als fluviatile Sandbänke angesehen werden können, in denen Kreuzschichtung ja häufig genug beobachtet ist, zeitlich dem Zechsteinkonglomerat entsprechen, vielmehr wird diese wichtige Frage mit dem Satz erledigt: „Während in anderen Gebieten unter der landeinwärts vordringenden Brandungswoge des Meeres das Zechsteinkonglomerat entstand, häufte sich im Mansfeldischen örtlich Dünensand zu Flözbergen an, die als Dünenketten das Gestade des Meeres umsäumten.“ — Das ist keine Beweisführung. Diese angeblichen Dünen können ebensogut entfärbtes sandiges Rotliegendes darstellen. Diese Frage wäre verhältnismäßig gleichgültig, wenn Walther aus diesem angeblichen Beweis für die Dünennatur — also Festlandsnatur angeblicher Äquivalente des Zechsteinkonglomerats — nicht die Folgerung zöge, daß dieses eine Landbildung sei, nur unterbrochen durch einzelne Flußrinnen, in die das Meereswasser eingedrungen sei.

Bei dieser Gelegenheit will ich feststellen, daß die MEINECKEsche Mitteilung von der Verbreitung dieses sandigen Weißliegenden nicht korrekt ist; dasselbe ist vielmehr auf die oberen Reviere bei Hettstedt, die Gegend des Niewandtschachts beschränkt, während in den mittleren Revieren bei Helbra und in den unteren bei Eisleben die konglomeratische, kiesige Fazies wieder Platz greift. Während man nämlich in den Hettstedter Revieren, gestützt auf die leichte Bearbeitbarkeit dieses sandigen Weißliegenden, gewisse bergmännische Einbauten aus dem Kupferschieferflöz in das Weißliegende verlegte, war man in den genannten südlichen Revieren bereits gezwungen — da hier die sandige milde Beschaffenheit wieder der normalen kiesig-grandigen Platz machte —, die bergmännischen Ausrichtungen anders zu gestalten.

Die Flözberge im Bahneinschnitt bei Ahlsdorf, die MEINECKE beschreibt und abbildet, bestehen, wie man sich sogar an den Bildern überzeugen kann, aus deutlich geschichteten Sandsteinen, die keineswegs Dünenstruktur zeigen. Auch ist mehrfach grobes Material eingestreut.

Was schließlich das BEYRICHsche Zechsteinkonglomerat betrifft, so trennt MEINECKE von dieser im allgemeinen 1—2 m mächtigen Schicht noch das sog. „Mutterflöz", eine Bezeichnung der Thüringer Bergleute, ab. Dieses letztere ist nichts anderes als eine Bank, die in der Saalfelder und Königsseer Gegend dadurch besonders auffällt, daß in ihr bei reichlichem Bitumen- und gelegentlichem Erzgehalt die Gerölle der Menge nach zurücktreten. Das wesentlich kalkige oder dolomitische Gestein enthält an einer Reihe von Stellen die Fauna des Zechsteinkonglomerats, z. B. bei Gera, Kamsdorf, Fischersdorf, Ilmenau und schließlich sogar am Hüggel bei Osnabrück. Freilich, wenn man alle diese Funde aus der Faunenliste des Zechsteinkonglomerats streicht, dann beschränkt sich das Vorkommen auf die zwei von WALTHER anerkannten Fundpunkte bei Gera und Epichnellen. Das ist aber eine durchaus willkürliche Deutung. Die Zahl der Versteinerungsfundpunkte im Zechsteinkonglomerat wäre vermutlich außerordentlich viel größer, wenn nicht allenthalben am Ausgehenden bei der Auslaugung des Kalkgehalts aus dem Gestein auch der Kalk der Fossilienschalen mit zerstört worden wäre.

Entscheidend für die Zurechnung zum marinen Z e c h s t e i n k o n g l o m e r a t würde in erster Linie das Vorkommen von Versteinerungen sein. Da solche bisher

im Mansfeldischen fehlen, muß auf die Unabhängigkeit der Lagerung von der alten Schichtenunterlage entscheidender Wert gelegt werden. Da aber im Mansfeldischen das Ausgehende der Zechsteinformation mit dem Oberrotliegenden parallel läuft und von diesem höchstens durch einen sehr unbedeutenden Winkel der Diskordanz, der im einzelnen Aufschluß überhaupt nicht beobachtet werden kann, getrennt ist, so versagt hier auch dieses Hilfsmittel.

Sonach bleiben nur die lithologischen Merkmale. Da wäre zunächst zu erwähnen die kalkig-dolomitische Grundmasse des Zechsteinkonglomerats gegenüber der kalkfreien Beschaffenheit des Rotliegenden, einschließlich des Weißliegenden. Wo nun die ganze, nur 1—2 m mächtige Gesteinsbank wirklich aus karbonatischem Gestein mit eingestreuten Geröllen besteht, wie z. B. am Südharz, bei Eisenach und Gera, da dürfte es sich in den meisten Fällen um echtes Zechsteinkonglomerat handeln, das infolge seines reduzierenden Bitumengehalts ausnahmslos grau gefärbt ist. Wo dagegen nur ein geringfügiges kalkiges Bindemittel vorliegt, das von Ort zu Ort wechselt, da dürfte es sich um nachträgliche Infiltration von Kalk aus der hangenden Zechsteinformation und entfärbtes Rotliegendes, also um Weißliegendes handeln. Das wird zur Gewißheit, sobald auch noch Übergänge zu den ursprünglich roten Farbentönen vorkommen. Letzteres ist der Fall im ganzen östlichen Randgebiet der Mansfelder Mulde, wo auch noch die rein-sandige Gesteinsbeschaffenheit gegen Zechsteinkonglomerat spricht.

Ich halte daher das ganze angebliche Dünengebiet MEINECKES für Weißliegendes, d. h. für entfärbtes Rotliegendes, und die angenommenen Dünen für nicht während der Zechsteinzeit entstanden, also auch nicht für deren Klima irgendwie beweisend.

Über die Erzführung im Kupferschiefer und deren Entstehung handelt ein im 1. Heft des Jahrganges 1921 in der „Zeitschrift für praktische Geologie" von mir veröffentlichter Aufsatz.

Zu dem Vortrag sprechen die Herren SCHLOSSMACHER, KRUSCH, ZIMMERMANN I. FULDA, BERG, POMPECKJ und der Vortragende.

v. w. o.

POMPECKJ. JANENSCH. BÄRTLING.

Briefliche Mitteilungen.

8. Kupferschiefer und Kupferschiefermeer.

Von Herrn J. F. POMPECKJ.

In erster Linie waren es paläogeographische und paläobionomische Ziele, welche ich vor sechs Jahren bei der Erörterung der Art des Kupferschiefermeeres verfolgte (s. BRANCA-Festschrift. S. 444—494; 1914). Das bituminöse Gestein, der eigenartige Fossilinhalt mit der auffallenden Armut an marinem Benthos, der Gehalt an sulfidischen Erzen, deren Ausscheidung ich als dem Gestein syngenetisch auffasse, zwangen mich zu dem Schluß: Die durch den Kupferschiefer ausgedrückte Phase unseres mit dem Zechsteinkonglomerat einsetzenden Zechsteinmeeres war beherrscht von Bedingungen, wie sie jetzt dem Pontus eigen sind. An dieser Deutung habe ich auch nach den neueren Ausführungen von JOH. WALTHER[1]) nichts zu ändern.

[1]) An den Ufern des Pontus hat WALTHER (Jahrb. d. Halleschen Verb. f. d. Erforsch. d. mitteld. Bodensch. 1919. S. 33—40) Schlamm gefunden, der „nicht die geringste Ähnlichkeit" mit dem Kupferschiefer hat. Das ist selbstverständlich und beweist nichts gegen den Kupferschiefer als das Sediment eines „schwarzen" Meeres. Der Kupferschiefer ist eben keine Uferablagerung, und die Ufersedimente des Pontus sind eben petrographisch wie bionomisch ganz andere als die seiner durch H_2S vergifteten Tiefenregionen. In dem, was WALTHER sonst über den Bildungsraum des Kupferschiefers sagt, vermisse ich die Folgerichtigkeit. Er spricht jetzt vom „Kupferschiefersee" aber auch von „mit Meerwasser gefüllten Flußrinnen". Die Vorstellung, eine „kurze Regenperiode" schwemmte den Verwitterungsschutt der Rotliegendzeit mit „halbverdorrten Gewächsen aus Trockentälern" in flacher Senke zu „dünnem, schlammigem Brei" zusammen, läßt sich schlechterdings mit dem über weite Strecken gleichbleibenden, schwarzen Gestein des Kupferschiefers und mit seiner Verbreitung nicht in Einklang bringen. Daß die Meerestiere des Kupferschiefers nur in einzelnen Rinnen und seeartigen Erweiterungen von Trockentälern gelebt hätten, ist z. B. aus dem angezogenen Profil bei Eppichnellen nicht zu entnehmen. Wenn man, wie WALTHER richtig fordert, den Kupferschiefer „in seinem natürlichen Schichtenverbande" beurteilt, so bedeutet er nach seinen, wenn auch spärlichen, Meerestieren keinen See sondern ein M e e r, das nach der niederschlagsärmeren Periode des Rotliegenden mit der Zeit des Zechsteinkonglomerates einsetzt und dem durch eine Phase größeren Niederschlagsreichtums (nicht

Es ist mir nun eine große Genugtuung, daß Herr Beyschlag in seinem Vortrage „Zur Frage der Entstehung des Kupferschiefers“ (d. Monatsber. S. 318[2]) mit seinen reichen Erfahrungen auf den Gebieten der Lagerstättenforschung dem Grundgedanken meiner Ausführungen zustimmt — insofern, als auch er den Kupferschiefer als ein „fossiles schwarzes Meer“ auffaßt und insofern, als er wenigstens eines seiner Metallsulfide, den Schwefelkies, als syngenetisch anerkennt. Der Parallele mit Alaunschiefern, deren Entstehungsbedingungen wie diejenigen des liasischen Posidonomyenschiefers denen des Kupferschiefers in vielem gleichen, möchte ich meinerseits vollkommen beipflichten.

In bezug auf die Kupfersulfide gehen unsere Anschauungen allerdings auseinander. Beyschlag hat uns mit der Fülle seiner Gründe für die im Gefolge aszendenter[3]) Lösungen sich abspielende Epigenese dieser Erze, deren

---

durch einzelne „stürmisch herabstürzende Fluten“) bei weitgehender Abschnürung seines Raumes vom übrigen Zechsteinmeere der Charakter eines „schwarzen“ Meeres aufgeprägt wurde. Bei folgender freierer Kommunikation, verminderter Niederschlagsmenge und geringerem Zufluß von Landwässern wurden in dem gleichen Meeresraume die Bedingungen für die Ausscheidung des Zechsteinkalkes unter reichlicher Oxydation gelöster Stoffe gegeben.

[2]) und: „Die Erzführung des Kupferschiefers“, Zeitschr. f. prakt. Geologie 1921, Heft 1.

[3]) (Zusatz während des Druckes.) Herr Beyschlag war so liebenswürdig, mir einen Korrekturabzug seines in der Zeitschr. f. prakt. Geologie 1921, Heft 1, erscheinenden Aufsatzes zur Verfügung zu stellen. Ich sage hiefür meinen herzlichsten Dank! Wie ich diesem Aufsatz entnehme (dessen Inhalt Herr Beyschlag auch in der Dezembersitzung unserer Gesellschaft vortrug, dessen Wortlaut mir jedoch während der Niederschrift des Obigen nicht mehr so völlig in Erinnerung war), wird Aszendenz nur für einen Teil der Kupfersulfide, für den Kupferkies, in Anspruch genommen. Die Entstehung der Reichsulfide wird auf spätere Deszendenz zurückgeführt.

Die Beladung des Kupferschiefers mit Sulfiden überhaupt soll sich nach Beyschlag dann also in drei Phasen abgespielt haben:

1. Durch Syngenese: Eisensulfid.

2. Durch frühzeitige Epigenese im Gefolge von Aszendenz: Kupferkies. Kupferlösungen passierten die vielleicht schon vor Ablagerung der Hauptsalzfolgen, also noch im Perm, aufgerissenen Rücken, wurden vom Schiefer adsorbiert und ergaben metasomatisch mit Eisensulfid den Kupferkies. (Hierbei brauchte das Bitumen dann evtl. keine reduzierende Wirkung ausgeübt zu haben, da die Kupferlösungen ja auch schon als sulfidische aufgestiegen sein könnten.)

3. Durch spätere Epigenese im Gefolge von Deszendenz: Buntkupfererz, Kupferglanz. Nach ge-

Charakter als Zementationserze seit langem von KRUSCH betont worden ist, vertraut gemacht. Ich messe allen diesen aus dem Befund der Erzführung und aus den Ergebnissen der Lagerstättenforschung gewonnenen Gründen große Kraft bei und ich gestehe es gerne ein, daß die Bilder von der Form, von der Art der Vergesellschaftung dieser Erze, von dem teilweisen Ersatz des Kupferkieses durch Reichsulfide des Kupfers, von dem Kreuzen feiner Erzfäden und -trümchen durch die Schichtung (oder Schieferung?) des Gesteins, so wie sie jetzt mit Hilfe des metallographischen Mikroskops in riesiger Vergrößerung und köstlicher Klarheit gewonnen werden können[4]), durchaus

---

birgsbildenden Bewegungen, evtl. erst im Tertiär, wurde das nun zutage Ausgehende des Kupferschiefers dem Einfluß von Tagwässern ausgesetzt. Der Kupferkies wurde in Form saurer Lösung in die Tiefe, in den Bereich der Zementationszone, geführt, benutzte abermals die evtl. wieder aufgerissenen Rücken, wurde in dem Kupferschiefer (in dem nun unter hohem Druck stehenden, längst verfestigten Gestein mit sehr geringem Porenvolumen) adsorbiert, durch das Bitumen reduziert und ergab in zweiter Metasomatose mit den im Kupferschiefer vorgefundenen Erzen die Reichsulfide des Kupfers. Als Beweis für diesen dritten Vorgang wird das in großer Tiefe, im Felde des Clothildenschachtes beobachtete Vorkommen von Kupferlasur herangezogen; dieses Karbonat soll unmittelbar der deszendierenden Lösung entstammen, nicht durch Karbonatisierung des im Flöz enthaltenen Kupfers entstanden sein. Ebenso werden „sekundäre" Teufenunterschiede in der Reichsulfidführung zum Beweise herangezogen.

Die Möglichkeit dieser drei verschiedenen, das Ganze allerdings recht komplizierenden Vorgänge, wird von vornherein zugegeben werden müssen. Die Epigenetiker haben m. W. in diesem besonderen Falle nur die Begleit- und Folgeerscheinungen des dritten Prozesses nicht erörtert. Wenn die deszendenten, aus Kupferkies hervorgegangenen, vermutlich vorwiegend sulfatischen, weniger karbonatischen Lösungen im Flöz der Reduktion durch Bitumen ausgesetzt worden sind, dann könnte z. B. Schwefelsäure frei werden, deren Einwirkung auf die im Flöz enthaltenen Substanzen gezeigt werden müßte. Es hätte ja dabei gewiß $CaSO_4$, wohl auch $FeSO_4$ entstehen können, weggeführt werden können (wohin?) und dadurch Platz für die Ausscheidungen von Kupfersulfid geschaffen werden können: es müßte auch ein Teil des Bitumens dabei zu CO_2 oxydiert worden sein, nebenher hätte aus evtl. karbonatischer Lösung CO_2 frei werden können. Es wäre wertvoll, die hiermit naturgemäß verbundenen Änderungen des Flözes durch vergleichende Untersuchung rückennaher und rückenferner Teile desselben, z. B. in bezug auf den Gehalt an $CaCO_3$, wirklich nachzuweisen.

[4]) Herr SCHLOSSMACHER zeigte und erläuterte in der Sitzung der Deutsch. Geol. Ges. vom 3. Dezember 1920 eine Anzahl dieser außerordentlich lehrreichen Bilder.

den Eindruck posthumer Entstehung dieser Erze hervorrufen. Doch trotz dieser Befunde bleibt mir manches bei der Annahme epigenetischer Entstehung schwer verständlich.

Wie sind die größeren und kleineren „Erzlineale“, die in keinem Zusammenhang mit den „erzbringenden“ Rücken stehen, epigenetisch zu erklären? Für ihre Deutung als kleine posthume Lagergänge fehlt eben die Verbindung mit den Erzgängen. Ihre Lage im Gestein erweckt den Eindruck ursprünglich syngenetisch gleichsinniger Ablagerung mit ihrem werdenden Hüllgestein, dem Schiefer. Wenn kleine Erzlineale, kleinste flache Erzlinsen häufig von der Parallellagigkeit des Gesteins abweichen — meist um einen nur sehr geringen Betrag —, so könnte das doch wohl auch daher rühren, daß die heutigen Trennungsflächen in dem durch feine Flaserstruktur ausgezeichneten Kupferschiefer keine echten Schichtflächen sind, sondern Schieferungsflächen, welche nur unter kleinstem Winkel von den ursprünglichen Auflagerungsflächen im Gestein abweichen.

Die Erzüberzüge der Schuppenpanzer von Fischen kann ich nicht als Beweis für Epigenese anerkennen; sie sind m. E. um vieles einfacher syngenetisch nach Art der „Verkiesung“ von Versteinerungen in Tongesteinen zu erklären, die ja sehr häufig auch nur ein Überziehen oder Austapezieren z. B. von Schalen ist. Dem Bituminierungsprozeß unterworfene organische Körper müssen die syngenetische Ausscheidung von Sulfiden erleichtert haben.

Wenn Epigenese die Kupfersulfide dem Schiefer zufügte, und wenn die mit dieser Epigenese verbundenen metasomatischen Vorgänge die Art der Vergesellschaftungen von Kupfersulfiden, den teilweisen Ersatz von Kupferkies durch Reichsulfide des Kupfers hervorriefen, warum ist dann der metasomatischen Prozessen sonst so wenig Widerstand leistende Kalk — in den Hangendteilen des Kupferschieferflözes und im Zechsteinkalk — nicht zu einem metasomatischen Kupfererz geworden, oder wenigstens erzreicher geworden, als das die verhältnismäßig wenigen Erzhicken zeigen? Die als Erzbringer mittels aszendenter Lösungen in Anspruch genommenen Rücken reichen ja, wie Beyschlag betont, stellenweise bis zum Gips hinauf, sie durchsetzen also jene Kalkmassen. Sollte die laterale Verbreitung der hier als aszendent angenommenen Lösungen wirklich nur durch reduzierende Kraft des Bitumens im Kupferschiefer ermöglicht worden sein, so daß nur aus diesem Grunde in den

bitumenreicheren Teil des Schiefers die Kupfererze in größerer Menge gelangten?

Warum ist, wenn aszendente Lösungen epigenetisch dem Gesteine den Kupferkiesgehalt aufprägten, im Liegenden des Schiefers — außer in der „Tresse" und im Riechelsdorfer „Sanderz" — in den sehr verschiedenartigen Gesteinen des Rotliegenden keine irgendwie merkliche Imprägnierung mit den Zementationserzen der Kupfersulfidgruppe vorgekommen? Ist das wirklich nur deshalb der Fall, weil im Rotliegenden das fällende und reduzierende Bitumen fehlt? Waren aber die auf Klüften aszendierenden Lösungen oxydisch, um reduziert werden zu müssen?

Im Mansfeldischen dürften, wie BEYSCHLAG sagt, die Gangspalten des Rotliegenden erzleer sein. Erst im Leimbacher Porphyr und dann im Harz (Lauterberg, Scharzfeld) sind Kupfererzgänge vorhanden, deren aszendente oder deszendente Natur schwer zu bestimmen sein dürfte. Diese Umstände erscheinen mir ebenso schwer mit der epigenetischen Entstehung des Kupferkieses im Flöz durch aszendente Erzlösung vereinbar, wie die Annahme, daß durch das Flöz gewissermaßen alles Erz, welches die Rücken passierte, verzehrt sein soll, so daß drunter und drüber im großen und ganzen recht wenig zur Ausscheidung kam.

Und ich muß weiter und wieder fragen: Ist es physikalisch möglich, daß in dem Kupferschiefergestein — nach Ablagerung mindestens doch eines Teiles der Salzfolgen, in welche ja die Rücken-Erzklüfte noch hineinragen, oder gar in einer sehr viel späteren Zeit —, daß in einem Gestein, welches dann auch schon zur Zeit der Entstehung der Rücken ein sehr geringes Porenvolumen besessen haben muß, dessen Poren zudem sicher noch von Bergfeuchte gefüllt waren, eine so weitgehende Zirkulation von Lösungen angenommen werden darf, daß in sehr beträchtlicher Entfernung von den Rücken Ausscheidungen des Gelösten stattfinden konnten? Gesteine mit geringem Porenvolumen von der Art der Tone, tonreicher Mergel und Schiefer, verhalten sich doch sonst gegen Lösungen, die auf Klüften durch sie hindurchgeführt werden, recht ablehnend, während Kalke ja sehr leicht metasomatischen Umsetzungen zum Opfer fallen[5]).

---

[5]) BEYSCHLAG gibt einige Fälle an, in denen Tongesteine nachträglich mit Erzen imprägniert sind. Soweit ich übersehe, handelt es sich dabei wohl zumeist um erheblich lockerere Ge-

Eine Klärung dieser Fragen erscheint mir noch wünschenswert, um die epigenetische Natur der Kupfersulfide, über deren gegenseitiges Verhalten wir BEYSCHLAG und KRUSCH so vielen bedeutsamen Aufschluß verdanken, ganz überzeugend darzutun und um es zu erweisen, daß unter den physikalischen und chemischen Verhältnissen des Kupferschiefermeeres die syngenetische Ausscheidung der Kupfersulfide ausgeschlossen gewesen wäre.

Den vorstehenden Bemerkungen, die ich in der Diskussion zu dem Vortrage von Herrn BEYSCHLAG äußerte, muß ich noch das folgende hinzufügen:

Die im Kupferschiefer vorhandenen Kupfersulfide — nach KRUSCH[6]) insbesondere die Reichsulfide Buntkupfererz und Kupferglanz — sind als Zementationserze aufzufassen, sie sind also außerhalb der Oxydationszone — und die letzteren nach KRUSCH durch Umsetzungen aus Kupferkies — entstanden. Die Grenze zwischen Zementations- und Oxydations-Verwitterungszone wird in der festen Erdrinde im allgemeinen durch den Grundwasserspiegel bestimmt, wenn auch diese Grenzziehung in bezug auf Oxydations- und Zementationsvorgänge keine völlig scharfe ist. Die Wege aszendenter Lösungen sind der Zementationszone zuzurechnen, auch wenn sie über das Niveau des Grundwasserspiegels emporsteigen und wenn ihre Umgebung unter den Einflüssen der Oxydationszone steht; in solchen Lösungen wird normalerweise keine Oxydation stattfinden. Von den Wegen deszendenter, aus Tagwässern resultieren-

---

steine als den Kupferschiefer. Die auch herangezogene Ausscheidung konkretionärer Eisenerze in Tonlagern muß ich, soweit es sich dabei z. B. um Konkretionen von Eisenkarbonat handelt, für syngenetisch halten.

Auf der Lagerstätte Stadtberge sind nach BEYSCHLAG die klüftigen Kulmkieselschiefer von Gängen aus mit Kupfersulfiden imprägniert. Dort ist dann also zweifellos ein an und für sich sehr dichtes, auch Bitumen enthaltendes Gestein durch Epigenese bei lateraler Ausbreitung der Lösungen erzführend geworden. Aber der Kulmkieselschiefer ist genetisch doch nicht dasselbe wie der Kupferschiefer. Und wenn in einer Erzprovinz viele Lagerstätten epigenetische sind, so ist damit das Vorkommen von syngenetischen doch nicht grundsätzlich ausgeschlossen. Treffen wandernde Lösungen, die an einer Stelle zur Bildung epigenetischer Erze führen, auf ihrem Wege ein Wasserbecken an, so kann doch dort bei sonst zutreffenden Bedingungen eine syngenetische Lagerstätte entstehen. Und in derselben Provinz können zu verschiedenen Zeiten unter wechselnden Verhältnissen verschiedenartige Lagerstätten entstehen.

[6]) S. z. B. Zeitschr. f. prakt. Geologie 1919, Bd. 27, S. 81, 84.

der Lösungen tragen die oberen Teile selbstverständlich den Charakter der Oxydationszone, während die tieferen Teile, unterhalb der Verbrauchsgrenze des Sauerstoffs, mit den Charakteren der Zementationszone ausgestattet sind.

Man wendet m. W. die Begriffe Oxydations- und Zementationszone nur für die feste Erdrinde und in der Lagerstättenkunde dort an, wo ein Vorkommen direkt zu Tage ausgeht (Krusch). Es erscheint mir nun zweckmäßig, auch einmal die Meeresräume daraufhin zu prüfen, inwieweit sie etwa Parallelen zu den in den genannten beiden Zonen des Landes sich abspielenden chemischen Vorgängen darbieten.

Die Oberflächenschichten der Meere entsprechen ihrem ganzen chemischen Verhalten nach dem Bereich der Oxydationszone; sie sind ja auch nichts anderes als eine unmittelbare Sammelmasse von im weitesten Sinne des Wortes deszendenten Lösungen. Ebenso verhalten sich auch alle diejenigen Meeresräume — gegebenenfalls bis zum Boden hin —, welche durch Konvektionsströme, deren einer Teil wieder deszendenten Lösungen entspricht, mit zur Verfügung stehendem, ursprünglich atmosphärischem oder etwa von Organismen reichlicher geliefertem Sauerstoff durchlüftet werden.

Ist jedoch in einem Meeresraume die Durchlüftung mit Sauerstoff verhindert, und ist in einem solchen Raume die Oxydation unmöglich gemacht oder wenigstens praktisch ausgeschlossen, dann ist ein solcher Meeresteil in seinem chemischen Verhalten der im Bereich der festen Erdrinde unterschiedenen Zementationszone parallel zu stellen.

Im Schwarzen Meere, ebenso in den Pollern unterhalb der leichteren sauerstoffreichen Deckschicht süßeren Wassers, in den als Halistasen bezeichneten unteren Raumteilen mancher Meere herrscht durch Unterbindung der Sauerstoffzirkulation der Grundcharakter der Zementationszone. Das gleiche war im Kupferschiefermeere unterhalb seiner spezifisch leichteren Deckschicht und jenseits der dieser Deckschicht entsprechenden, von Sauerstoff durchlüfteten Randzone der Fall; denn sonst wäre in seinen Tiefen weder die Entstehung und Erhaltung von reichlichem Bitumen möglich gewesen, noch hätte das auch von Beyschlag als syngenetisch anerkannte Eisensulfid ausgeschieden werden und erhalten bleiben können. Jedenfalls sind und waren hier wie dort die mit der Lebenstätigkeit von Schwefelbakterien verbundenen Oxydationsvorgänge

nicht so weitgehende, daß eine die Ausscheidung von Bitumen und Schwefelkies verhindernde Produktion von Sauerstoff in Betracht kommt.

Wenn ein Raum wie das Kupferschiefermeer oder in schärferer Begrenzung sein des freien, aktiven Sauerstoffs entbehrender Tiefenteil, der Zementationszone chemisch gleichzusetzen ist, dann wird bei entsprechender Stoffzufuhr auch aus der Salzlösung des Meereswassers die Ausscheidung von Zementationserzen möglich sein müssen — hier die Ausscheidung der letzten Endes aus den Eruptiven des Rotliegenden und nicht etwa, wie WALTHER meint, aus zerstörten Erzgängen herzuleitenden Kupfersulfide. Wenn der Schwefelkies, der ja doch auch kein Oxydationserz ist, als dem Kupferschiefergestein syngenetisch zugegeben wird, dann scheint mir die syngenetische Entstehung zunächst der ihm chemisch verwandten Erze Kupferkies und Buntkupfererz grundsätzlich nicht mehr abweisbar. Es müssen nur eben dem betreffenden Meeresraume Kupfersalze zugeführt werden — hier entweder in der Form „deszendenter", vielleicht karbonatischer Lösungen aus dem Bereich der Verwitterungsprodukte altpermischer Eruptiva, oder denkbarerweise auch in der Form aszendenter Lösungen auf unmittelbarerem Wege aus diesen Eruptiven[7]). Je nach dem Mengenverhältnis zwischen entstehendem oder entstandenem Schwefelkies, zwischen dem Eisengehalt überhaupt und den zugeführten (reduzierbaren) Kupferlösungen müssen Umsetzungen zu bzw. Ausfällungen von Kupfereisensulfid bis zu reinem Kupfersulfid möglich sein.

Die nach den mikroskopischen Befunden zu erkennenden Umsetzungen der Kupfersulfide gegeneinander, welche den Eindruck posthumen metasomatischen Ersatzes von Kupferkies durch Buntkupfererz und Kupferglanz erwecken, kann ich mir recht wohl als die Ergebnisse diagenetischer Prozesse im Gefolge von Diffusionsvorgängen vorstellen. Ich möchte annehmen, daß solche Vorgänge sich vor Abschluß der Sedimentation des Kupferschiefermaterials abspielten, bevor das Sediment verfestigt, geschiefert und damit auf sein heutiges geringes Porenvolumen gebracht war, also

---

[7]) Dieser letztere Weg erscheint mir nicht eindeutig bewiesen. Woher die dem Kupferschiefermeer zugeführten Lösungen von Quellen und Tagwässern kamen, das ist heute nicht sicher zu beantworten. Ich möchte da z. B. auch an Gebiete denken, die im nördlichen Franken jetzt unter der Decke von Trias und Jura liegen.

vor Auflagerung des Zechsteinkalkes und ebenso auch lange vor den Salzfolgen. Hierbei können sich durchaus Vorgänge abgespielt haben, die in den gegenseitigen Umsetzungen der Kupfersulfide den Eindruck posthumen metasomatischen Ersatzes hervorrufen und welche Formen der Erze erzeugten, die in ihrer Diskordanz zu den Flasern des Schiefers so besonders gegen die Syngenese dieser Erzausscheidungen zu sprechen scheinen. Die Sulfidreihe Schwefelkies und Kupferkies — Buntkupfererz — Kupferglanz kann so in unmittelbarer Folge, in engem zeitlichem Zusammenhang zur Ausscheidung gelangt sein. Es ließe sich dann allerdings bei diesen Vorgängen der Erzbildung keine vollkommen scharfe Grenze zwischen exakten syngenetischen Ausscheidungen (Bitumen, Schwefelkies, vielleicht auch Kupferkies) und diesen unmittelbar folgenden diagenetischen, im allerstrengsten Sinne wohl auch epigenetisch zu nennenden Umsetzungen (Buntkupfererz, Kupferglanz) ziehen. Aber die Grenzen zwischen unmittelbaren primären und diesen folgenden diagenetischen Ausscheidungen und Umsetzungen sind doch auch sonst bei Sedimenten herzlich schwer zu bestimmen.

„Tresse" und „Sanderz" im Zechsteinkonglomerat wie im Weiß- und Grauliegenden sind mir der Ausdruck des Beginns der Verhältnisse des Kupferschiefermeeres: Mit dem Ende der Bildungszeit des marinen Zechsteinkonglomerates setzten die physikalischen und chemischen Bedingungen des Kupferschiefermeeres mit dem Charakter der Zementationszone in seinen Tiefenwässern ein, und Sulfid-(wie Bitumen-) ausscheidungen konnten stattfinden. Wo hie und da noch kein das Konglomerat oder sonstige Liegende nach oben hin ganz abdichtender Niederschlag von tonigem und mergligem Material abgesetzt war, konnten schwere Lösungen ein Stück weit in das Liegende, diffundieren, ihre Ausscheidungen und Umsetzungen konnten das grobporige Liegende zementieren und auch einen Teil des vorhandenen Kalkzements, sowie selbst Partien der Konglomeratgerölle metasomatisch verdrängen. Das Einsetzen der chemischen Verhältnisse des Kupferschiefermeeres bleichte die Gesteine des unmittelbar Liegenden.

Wie heute kein Meeresraum in seiner ganzen Ausdehnung von einer homogenen Lösung erfüllt ist, so galt das gleiche selbstverständlich auch für das Kupferschiefermeer. Stellenweise und zeitweilig konnte dort auch der Charakter der Zementationszone durch den der Oxydationszone ab-

gelöst werden. Die Einschaltung von Kalk- und Dolomitbänken in Kupferschiefer des Niederrheingebietes spricht von lokaler und zeitweiliger Durchlüftung der Tiefen mit Sauerstoff und von Verdrängung der Schwefelbakterien, wie ebenso die Zunahme des Kalkgehaltes und die damit verbundene Abnahme von Bitumen und Sulfiden gegen das Hangende im Mansfelder und Riechelsdorfer Gebiet von einer langsamen Änderung des Zementations- zum Oxydationscharakter spricht. Heute ist der Erzgehalt im Kupferschiefer regional verschieden, und im Westen, im Niederrheingebiet, in England fehlen die Kupfersulfide. Es ist mir durchaus wahrscheinlich, daß auch von Hause aus die Erzführung bereits eine regional recht sehr verschiedene war; die Zufuhr von erzbringenden Lösungen und ihre Verteilung im Kupferschiefermeere, dann auch ihre Ausfällung war sicherlich von vornherein regional ungleich.

Wo vom Rheinischen Schiefergebirge her überhaupt keine Kupferlösungen zuflossen, da konnten auch keine Kupfersulfide ausgeschieden werden. In den Randgebieten des Kupferschiefermeeres, die nach Analogie mit dem Pontus unter dem Einfluß der Oxydationszone des Meeres standen, konnten oder brauchten überhaupt keine Sulfide ausgeschieden zu werden; deren Ausscheidung fand erst in den unter der Herrschaft des Zementationscharakters stehenden Tiefenregionen statt. Sehr wohl können schwerere Erzlösungen nach Diffusion aus der Oberflächenschicht in einzelnen tieferen Teilen des Beckens reichlicher zusammengeflossen sein als in benachbarten flacheren. So wäre u. a. der größere Erzreichtum in randferneren Teilen des Mansfeldischen zu erklären. Regional verschiedene Zufuhr von Kupferlösungen vermöchte wohl auch die „sekundären Teufenunterschiede“ in der Reichsulfidführung zu erklären, soweit sie sich nicht etwa bestimmt auf posthume Auslaugungen und Verschiebungen des Erzgehalts zurückführen läßt: Mit dem Nachschub von Kupferlösungen, die allmählich über das vorhandene oder sich bildende Eisensulfid mehr und mehr überwogen, kann in manchen, und namentlich in jüngeren Lagen des Flözes unter Mitwirkung von Diffusionen, die Ausscheidung größerer Mengen von Reichsulfiden erzielt worden sein als in anderen und älteren Partien, bei deren Entstehung — wie z. B. auch im Sanderz und der Tresse — noch eine Art Gleichgewicht zwischen Eisensulfid und Kupfersulfid vorwog und zur Entstehung von reichlicherem Kupferkies führte.

Für selbstverständlich erachte ich es, daß posthume chemische Prozesse den meiner Meinung nach ursprünglichen Erzgehalt des Kupferschieferflözes beeinflußten und die Fülle der heute zu beobachtenden Eigenarten der Erzführung veranlaßten. Daß vom Ausgehenden her zirkulierende Wässer, ebenso auf Klüften, wie an der Liegend- und Hangendgrenze des Schiefers sich bewegende Lösungen Änderungen des Erzgehalts, erneute Umlagerungen der Erze, teilweise Füllung der Klüfte mit Erz und Veränderungen des Gesteins[8]) bewirkten, ist m. E. nicht als ein Beweis gegen die syngenetische Beladung des Kupferschiefers mit Erzen zu betrachten.

9. „Streifenbüschel" bei Ammoniten

Ein Beitrag zur Organisation des Ammonitentieres.

Von Herrn E. Wepfer.

(Mit 1 Textfigur.)

Freiburg i. B, den 10. Januar 1920.

In den folgenden Zeilen sei die Aufmerksamkeit auf eine Skulpturform der Ammonitenschale gelenkt, die meines Wissens bisher noch nicht die nötige Beachtung gefunden hat.

Fast in allen Sammlungen sind wohl die schönen Schalenexemplare von *Placenticeras* aus der Oberen Kreide der Bad Lands (Dakota) vertreten. Die Schale besteht aus verschiedenen, konzentrischen Lagen, und zeigt meist durchweg Perlmutterglanz. Nur auf ihr, niemals auf dem Steinkern, und zwar öfters auf den verschiedenen Lagen in verschiedener Intensität zeigt sich die Skulptur, von der hier die Rede sein soll.

Placenticeras hat im allgemeinen folgende Schalenskulptur: Nahe dem Nabel und etwa auf dem äußeren Drittel

[8]) Z. B. die „erdige" Beschaffenheit an der unteren Grenze des Flözes im Riechelsdorfer Gebiet (Krusch).

der Flanken verläuft, mehr oder weniger ausgeprägt, je eine Knotenreihe; ferner ist eine Doppelreihe in die Länge gezogener Knoten auf der Externseite ausgebildet. Alle Knoten der Flanken können bis zu völliger Glätte der Schale schwinden; die auf dem äußeren Flankendrittel verlaufenden sind manchmal als nach vorn konkave, sichelähnliche Höcker angedeutet. Im übrigen zeigt die Schale eine feine, sichelförmige Streifung, wie bei manchen anderen Ammoniten. Außer diesen zeigt sich aber bei sämtlichen mir verfügbaren Schalenexemplaren folgende Skulptur[1]):

Auf der äußeren Hälfte der Flanken verlaufen Büschel von wulstförmigen, länglichen Erhebungen, die nach innen zu, d. h. nach der Mündung entgegengesetzter Seite leicht, wie die gespreizten Finger einer Hand, divergieren. Zwischen den einzelnen Wülsten liegen naturgemäß entsprechende leichte Vertiefungen. Büschel reiht sich an Büschel, und die Mitteläste eines jeden von ihnen setzen sich, nur undeutlich unterbrochen, in diejenigen des nächstfolgenden fort, so daß in diesem Mittelteil der spiralig aufeinanderfolgenden „Streifenbüschel" beinahe eine regelmäßige Spiralstreifung der Schale entsteht, die an diejenige des *Amaltheus* erinnert.

Es scheint jedesmal nur eine Zone von „Streifenbüscheln" vorhanden zu sein, nicht mehrere nebeneinander. Die einzelnen Wülste verzweigen sich zum Teil deutlich dichotom nach dem Nabel und besonders gegen die Externseite zu, ohne aber weder den einen noch die andere zu erreichen. Sie verklingen meist unmittelbar, bevor sie die letztere erreichen, oft schon etwas früher, je nachdem, ob diese Skulptur im ganzen stärker oder schwächer ausgebildet ist.

Sie ist nicht bei allen Exemplaren gleich deutlich vorhanden. Ganz allgemein scheint sie bei sonst stärker skulptierten Formen zurückzutreten. Ferner wird sie scheinbar öfter desto undeutlicher, je größer der Durchmesser der Schale wird; bei dem größten der mir vorliegenden Stücke sind die „Streifenbüschel" bis etwa 12 cm Durchmesser deutlich zu sehen, dann hören sie ganz auf einmal auf, setzen aber später wieder, wenn auch undeutlicher, ein. Bei einem anderen mit 18 cm Durchmesser werden

---

[1]) KESSLER-Tübingen verdanke ich einige wesentliche Hinweise auf die Verbreitung dieser Skulptur bei verschiedenen Formen.

sie zwar etwas undeutlicher, die einzelnen Wülste breiter, und zudem verbreitert sich die ganze Zeichnung auch im Verhältnis zur Breite der Flanke bedeutend; sie bedeckt am Ende der Windung etwas mehr als die Hälfte der ganzen Flanke. — Beide genannten Exemplare sind, wie die sämtlichen mir zugänglichen Stücke von *Placenticeras*, bis zum Schluß gekammert.

Nicht auf allen der einzeln abblätternden Lagen der Schale ist diese Skulptur gleich gut sichtbar; tiefere Lagen scheinen sie im allgemeinen besser bewahrt zu haben als höhere, äußere, auf denen sie vielleicht nachträglich infolge oberflächlicher Abwitterung der Schale oder ähnlicher Vorgänge verschwunden ist. Niemals jedoch ist sie, wie schon erwähnt, auf dem Steinkern zu sehen, d. h. die Innenseite der Schale war von dieser Skulptur frei.

Die beigegebene Textfigur zeigt diese Skulptur.



Fig. 1. *Placenticeras* mit erhaltener Schalenskulptur.

Abgebildet und beschrieben habe ich diese Skulptur lediglich gefunden bei K. Jimbo[2]); er sagt (S. 25): „An

[2]) Beiträge zur Kenntnis der Fauna der Kreideformation von Hokkaido, Pal. Abh., N. F., Bd. II, H. 3, 1894. Den „Streifenbüscheln" ähnliche Zeichnungen finden wir vielleicht bei *Disti-*

der Seitenfläche existiert keine Knotenreihe, aber statt dieser findet man sehr feine, kaum erhabene Linien parallel dem Rande. Von diesen Linien strahlen feine Streifen aus. Diese Linien liegen vom Nabel aus ungefähr auf $^3/_8$ der Breite." Das betreffende Exemplar von *Placenticeras subtilistriatum* n. sp. hat 27 mm Durchmesser. — Nach Beschreibung und Abbildung ist kein Zweifel, daß es sich hier um die „Streifenbüschel" handelt, die ganz allgemein bei *Placenticeras* vorhanden zu sein scheinen. Wenn Jimbo (a. a. O., Taf. I, Fig. 2, S. 26) sie mit einer auch bei *Desmoceras Damesi* n. sp. auftretenden spiralen Skulptur vergleicht, so scheint mir allerdings nach Abbildung und Beschreibung hier etwas anderes vorzuliegen, über das ich mir aber, ohne Kenntnis des Originals, ein Urteil versagen muß. Die „Streifenbüschel" bei *Placenticeras* sind etwas so Charakteristisches, daß sie damit nicht zu verwechseln sind. Weiterhin sind Streifenbüschel abgebildet bei Gerhardt: Beiträge zur Kenntnis der Kreideformation in Columbien, N. J. XI, Beil.-Bd., Taf. IV, Fig. 1 a, von *Schloenbachia flexuosa* n. sp.; im Text sind sie nicht erwähnt.

Da die mir zugänglichen Exemplare von *Placenticeras* sämtlich bis zum Schluß gekammert sind, so konnte sich die Frage erheben, ob diese Skulptur etwa irgendwie mit den Loben zusammenhinge. Es ist dies aber schon deshalb nicht der Fall, weil e i n „Streifenbüschel" ganz einheitlich über den Raum des Externsattels, des ersten Seitensattels und des ersten und zweiten Seitenlobus sich erstreckt, ohne irgendwie von diesen einzelnen Elementen beeinflußt zu sein.

Daß es sich hier um ein Skulpturelement schlechtweg handelt, das in seiner Bedeutung etwa den übrigen, wie Rippen, Streifen, Knoten, gleichzustellen, und lediglich als

---

chites nov. sp. aff. *megacantho* (Diener: Tropites Limestone of Byans. Pal. Ind., Ser. XV, Bd. V, 1, 1906. Taf. I, Fig. 3 a, S. 98), von dem Diener sagt, daß „die Marginalknoten durch ein spirales Band verbunden seien, das manchmal von untergeordneten Spirallinien begleitet ist". Nach der Zeichnung scheinen von den Marginalknoten Falten nach rückwärts auszustrahlen. — Ferner beschreibt Mojsisovics (Cephalop. des Hallst. Kalkes, Abh. K. K. Geol. R.-A., Bd. VI, 1, Taf. XLVIII, S. 124) einen *Arcestes cylindroïdes* aus dem roten Gastropodenmarmor des v o r d e r e n S a n d l i n g , der eine spirale Zeichnung zeigt: von einer etwa auf dem inneren Drittel liegenden spiralen Linie aus strahlen in einem Winkel von etwa 60° von der Spirale aus rechts und links kurze Linien, wie Blätter eines Zweiges, allerdings nach vorwärts, aus. Im Text ist das Merkmal nicht erwähnt.

äußere Verzierung der Schale aufzufassen wäre, dem widerspricht vor allem die Tatsache, daß ich die „Streifenbüschel" bis jetzt noch bei verschiedenen anderen Ammonitenformen gefunden habe:

1. auf der Schale von *Oppelia aspidoïdes* aus dem Cornbrash von Lechstedt bei Hildesheim; das betreffende Stück hat 3,2 cm Durchmesser, ist bis zum Ende gekammert und trägt deutliche „Streifenbüschel", die genau so wie bei *Placenticeras* ausgebildet und angeordnet sind;

2. auf einem beschalten Exemplar von *Oppelia fusca* aus dem Callovien von Keeuw auf der Molukkeninsel Taliabu. Das Stück ist ziemlich kräftig berippt und zeigt daher die „Streifenbüschel" etwas weniger kräftig ausgeprägt, genau so, wie dies bei kräftiger skulptierten *Placenticeras* der Fall ist. Immerhin sind sie deutlich zu erkennen;

3. auf einem beschalten *Cadoceras Elatmae* von Elatma verlaufen außerhalb der Seitenknotenreihe zwischen den ziemlich kräftigen Rippen quere Linien, die ich geneigt bin, auf die Streifenbüschel zurückzuführen;

4. ein kräftig gerippter, beschalter *Hoplites auritus* von Folkestone zeigt besonders deutlich auf dem inneren Teil des letzten Umgangs, wenn auch schwach markiert, eine spirale Skulptur, die gleichfalls auf „Streifenbüschel" zurückführbar ist;

5. bei einem Schalenexemplar von *Amaltheus costatus* aus Quedlinburg verlaufen von dem Grat der Rippe aus, windungseinwärts, parallel dem Windungsverlauf, kräftige Falten bis hinab in die Mitte der zwischen je zwei Rippen liegenden Vertiefung. Sie sind unschwer auf die „Streifenbüschel" zurückzuführen, die ja ganz allgemein, nicht nur bei *Placenticeras*, bei stärkerer Skulptierung undeutlicher zu werden scheinen. Die einzelnen Wülste verlaufen hier etwa parallel. Es soll ausdrücklich hervorgehoben werden, daß sie nicht auf der von der folgenden Windung umfaßten Zone der Schale liegen, sondern innerhalb davon;

6. auf der Schale einer *Staufenia staufensis* aus Dogger β von Dillhausen finden sich gleichfalls, ungefähr auf dem äußeren Drittel der Flanke, undeutliche Streifen, die hierher gehören können;

7. ein Bruchstück eines Schalenexemplars von *Staufenia* aus tonigem Dogger β von Goslar, das ich der Freund-

lichkeit von Dr. Abels-Freiburg verdanke, zeigt nahe der Externseite eine aus mehreren „Streifenbüschel“-ähnlichen Linien bestehende Spiralskulptur, die ich gleichfalls hierher rechnen möchte;

8. deutliche „Streifenbüschel“ fanden sich auf einem beschalten *deltafalcatus* aus Dogger δ von Lauffen (Württ.), und zwar besonders gut auf der Wohnkammer. Es sind hier keine Wülste mit zwischenliegenden Vertiefungen, sondern die bezeichnende Form der „Streifenbüschel“ wird hier durch furchenartige Linien gezeichnet, genau so, wie dies auch bei manchen *Placenticeras* der Fall ist; auf dem freigelegten Steinkern fehlen sie gänzlich;

9. ein Schalenexemplar von *opalinus* aus Boll (Württ.) zeigt gleichfalls auf der Wohnkammer dieselbe deutliche „Streifenbüschel“-Zeichnung wie die vorige Form;

10. *Baculites compressus* aus der Oberen Kreide der Bad Lands (Dakota) zeigt auf der abgeflachten Seite feine Falten, die ebenfalls an „Streifenbüschel“ erinnern.

Daß diese „Streifenbüschel“ nichts mit einer Spiralskulptur, wie etwa bei *Amaltheus*, zu tun haben, lehrt der Vergleich sofort. Bei *Amaltheus* treten die bekannten spiralen „Bauchstreifen“ (Quenstedt) nur auf dem äußeren Teil der Flanken auf, und zwar nur soweit, als die Schale von der nächstfolgenden Windung umfaßt wird. Diese Streifen finden sich nicht auf der Wohnkammer und bilden eine besondere Lage auf der Schale, wie schon Quenstedt (Ammoniten, Lias, S. 319) hervorhob; sie wurden daher schon frühzeitig mit der schwarzen, kohligen Schicht des *Nautilus* verglichen. Diese Deutung gibt auch noch Pompeckj neuerdings[3]).

Mit diesen „Bauchstreifen“ sind die „Streifenbüschel“ aus folgenden Gründen unmittelbar nicht zu vergleichen:

1. sind sie nicht der Bestandteil einer der normalen Ammonitenschale aufliegenden besonderen Lage, wie jene, sondern bilden ein Skulpturelement der normalen Schale;
2. sind sie — entgegen den *Amaltheus*-Spiralstreifen — nicht gebunden an die von der folgenden Windung umfaßte Zone der Schale;
3. lassen sie sich selbst auf der Wohnkammer *(deltafalcatus, opalinus!)* beobachten.

---

[3]) Handwörterbuch der Naturwissenschaften, Bd. II, Cephalopoda.

Da sie, wie gezeigt wurde, bei den verschiedensten Formen vorhanden sind — und es ist zu erwarten, daß sie späterhin noch da und dort beobachtet werden —, so sind sie ein Merkmal von allgemeinerer Bedeutung, das mit der Organisation des Ammonitentieres zusammenhängen muß[1]).

Daß der Ammonitentierkörper zum Teil aus der Mündung nach vorn über die vorhergehende innere Windung vorgreifen konnte, wird schon durch das Vorhandensein einer Streifenschicht bei *Amaltheus* (s. S. 344) — analog der kohligen Schicht beim *Nautilus* — nahegelegt.

Will man eine Deutung in diesem Sinne geben, so würde das Vorhandensein der „Streifenbüschel" ein Vorragen des Körpers aus der Wohnkammer in weit höherem Maße fordern; er müßte ständig auf der Schale außerhalb der Mündung aufliegen, mit ihr auch außen in ähnlicher Weise verwachsen gewesen sein, wie etwa längs der Lobenlinie mit der Schale im Hintergrund der Wohnkammer, die damit eigentlich ihr Recht auf das Attribut einer „Wohn-

---

[1]) Die Hauptschwierigkeit in der Deutung der „Streifenbüschel" liegt darin, daß wir über den Aufbau der Ammonitenschale als ganzes nur ganz allgemein orientiert sind; wir wissen nur, daß in vielen Fällen die Schale, wie bei *Nautilus*, aus einer inneren, meist dickeren Perlmutter- und einer äußeren porzellanartigen Schicht aufgebaut ist. Die erstere wird nach allgemeiner Annahme von der Außenfläche des Mantels, die letztere vom Mantelrand abgeschieden. Es scheint, daß bei manchen Formen die Perlmutterschicht die fast ausschließlich herrschende ist; so blättern bei *Placenticeras* zahlreiche feine Kalkblättchen von der Schale ab, auch dort, wo die Schale Skulptur trägt. Es ist somit nicht die äußere Schicht lediglich Trägerin der Skulpturelemente; und die Frage nach dem Entstehen der Skulptur verquickt sich mit der für uns bei den Ammonitentieren noch nicht lösbaren Frage nach uns unbekannten Organisationsverhältnissen im Mantel, und der Art der durch das Wachstum bedingten Veränderungen in seiner Lage, und den entsprechenden Funktionen der Kalkabscheidung. Interessante Einblicke in dieser Richtung geben die von G. Boehm (Beiträge zur Geologie von Niederländisch-Indien, 1. Abt., Die Südküsten der Sulainseln Taliabu und Mangoli. Pal. 1902, Taf. XIV) abgebildeten Exemplare von Phylloceraten aus dem Oxford von Wai Galo mit ihren verschiedenen (vier) Schalenschichten mit je einer andern, wenn auch im ganzen gleichsinnigen Skulptur. Was eine Zeitlang offenbar äußerste Schalenschicht (wegen der Skulptur!) war, das wurde späterhin von einer oder mehreren weiteren Schalenschichten überdeckt. Auch hier ist der Mechanismus der Entstehung der verschiedenen Schallagen übereinander schwer zu begreifen. Und doch handelt es sich hier gewiß nicht um ganz exzeptionelle Verhältnisse.

kammer" verlieren würde. Der Körper müßte **aus der Schalenmündung vorgeragt und die Windung soweit umfaßt haben, als die Streifenbüschel zu sehen sind.** Bei *Delta falcatus* und *Opalinus* wäre sogar noch die Wohnkammer der Schale davon bedeckt gewesen, und zwar nur von der Externseite aus, Flanken-einwärts, mindestens soweit, als die „Streifenbüschel" reichen.

Eine weitere Möglichkeit wäre die, daß das Tier, **vom Mundrand aus rückwärts greifend, der Schale fest aufgelegen und dadurch die „Streifenbüschel" erzeugt hätte**[5]).

Zu der Auffassung, als ob demnach die Schale des Ammoniten eine zum großen Teil innerliche wäre, kann ich mich nicht entschließen. Zunächst schien sie mir mit der kräftigen Schalskulptur so mancher Formen in Widerspruch zu stehen, wenn wir auch deren Sinn nicht völlig zu be-

---

[5]) Daß das Ammonitentier mit Teilen seines Körpers aus seiner Schale auch im normalen Zustande herausgeragt hat, ist eine Vermutung, die schon verschiedentlich ausgesprochen worden ist. So sagt DEECKE (Paläontolog. Betrachtungen, N. J., Beil.-Bd. XXXV, S. 248 ff.): „Es ist nicht ausgeschlossen, daß sie über die Schale unter normalen Verhältnissen mit Mantel und Armen hinübergriffen. Ganz klar ist das nur bei *Spirula* und bei Belemniten. Dort ist (daher) die Schale durchweg glatt. — Dagegen können solche mit zahlreichen Rippen, Dornen — wie die Ammonitenschalen von *Aspidoceras* — eigentlich unmöglich in dem Tiere enthalten gewesen sein; denn was hätten all die Stacheln usw. für einen Zweck, wenn sie in den Weichteilen des Tieres verborgen waren. — Es ist nicht ausgeschlossen, daß der Mantel, über den Mündungsrand hinweggreifend, diese Knoten und Rippen zum Teil mitbedeckt hat, daß er sich aber von ihnen im Notfall zurückziehen konnte. Ich denke auch an die starke Bedornung bei *Murex* oder an die Flügelbildung bei *Strombus* und *Pteroceras*, die von dem Mantel abgesondert wird und nur durch den Umschlag des Mantels über das Gehäuse möglich ist. Sobald das Tier weiterwächst, bleiben die älteren derartigen Stacheln und Dornen nackt stehen." Im Zusammenhang damit erwähnt DEECKE die Erscheinung, daß die Wohnkammer fast aller großen ausgewachsenen Ammoniten glatt wird oder jedenfalls an Lebhaftigkeit der Skulptur einbüßt, als wenn bei vollständig erwachsenen Exemplaren „das Gehäuse von dem Tier zum Teil umhüllt worden wäre". — „Man könnte aus dem Grade, in welchem auf der Wohnkammer sich allmählich die Skulptur reduziert oder verblaßt, vielleicht auf das Maß des Mantelumschlags gewisse Schlüsse ziehen. Bei *Macrocephalites* sehen wir, daß an der Extern- — also Bauchseite — die Rippen deutlich erhalten bleiben, während an der Intern- — also Rückenseite — diese schon viel früher verschwinden. So — bei *Oppelia* —."

greifen in der Lage sind. Auch müßte eine solche der bisherigen in so hohem Maße fremde Auffassung noch durch andere Gesichtspunkte, auch zahlreichere Beobachtungen über die „Streifenbüschel" selbst, die ich beide zunächst nicht zu bieten vermag, auf eine solidere Unterlage gestellt werden.

Jedenfalls ist nach dem in diesem Zusammenhange dargestellten nicht die Notwendigkeit gegeben, den bisher üblichen Rahmen zu verlassen; und bis auf weiteres erscheint mir die Erklärung wahrscheinlicher, daß irgend ein inneres Organ, das dem schalabsondernden Mantel unmittelbar angelagert war, nicht nur diesem selbst, sondern mittelbar auch der Schale, seinen Stempel aufgeprägt hat. Wenn das Tier, nach vorne weiterbauend, seine bisherige Lage verließ, so mußte dann das Bild dieses Organs den zunächst gebildeten dünnen Perlmutterlagen aufgeprägt werden. Bei weiterem Dickenwachstum dieser Perlmutterschicht durch Bildung neuer Schallagen innerhalb der ersten, durch die wechselnde Lage des Tierkörpers gegenüber der Schale bei seinem Hin- und Hergleiten in der Wohnkammer, d. h. seinen normalen Bewegungen, mußte das Bild auf den inneren, später gebildeten Lagen verwischt werden, so daß es auch auf dem Steinkern nicht mehr sichtbar sein kann.

Die „Streifenbüschel" wären somit ein Merkmal nur der Perlmutterschicht; in der Tat findet sich auch bei dem einen der mir vorliegenden *Placenticeras*-Exemplare über den die „Streifenbüschel" zeigenden Lagen eine weitere Schallage, die davon keine Spur zeigt, somit zu der vom Mantelrand ausgeschiedenen äußeren (nicht Perlmutter-) Schallage gehören mag.

Was für ein Organ es war, das der Schale seinen Abdruck hinterlassen hat, darüber lassen sich nur Vermutungen aufstellen: Die Kiemen scheiden, weil, — wenigstens bei *Nautilus*, — zu sehr innerlich gelegen, aus; auch sind sie nach vorne, nicht, wie die „Streifenbüschel", nach hinten gerichtet.

Am ehesten ist an ein der Nidamentaldrüse des *Nautilus* entsprechendes Organ zu denken, die ja unmittelbar am Mantel liegend, schon äußerlich durch eine leichte Aufwölbung desselben sichtbar ist; bei den Decapoden besteht sie aus nach innen buschartig vorspringenden Drüsenlamellen.

Ist diese Vermutung richtig, so ist nur noch zu betonen, daß wir über die Gestalt der Nidamentaldrüse bei den Ammoniten a priori nicht unterrichtet sind; immerhin scheint sie, wenn man eine gewisse Analogie zu *Nautilus* wohl mit Recht annimmt, das einzige Organ zu sein, an das in diesem Zusammenhang gedacht werden kann.

So oft, als das Ammonitentier nun im Laufe des Wachstums seine Lage veränderte, mußte sich ein Abdruck dieses Organs bilden; dieser Abdruck würde dann jeweils eine Parallele zu der Entstehung einer neuen Lobenlinie bilden[6]). In der Tat stimmt bei den mir vorliegenden *Placenticeras*-Exemplaren, die diese Feststellung erlauben, die Anzahl der Kammerscheidewände überein mit der Anzahl der „Streifenbüschel“ (und ferner der Knoten!).

Daß die „Streifenbüschel“ bis jetzt so wenig beachtet worden sind, liegt wohl daran, daß sie besonders bei schwächer skulptierten Schalen, und zwar nur an deren Perlmutterschicht, von guter Erhaltung sichtbar sein mögen, und schon durch geringfügige Einflüsse während und nach der Fossilisation zerstört werden können, da sie ein verhältnismäßig zartes Skulpturelement darstellen.

---

[6]) S. John: Lebensweise der Ammoniten, Dissert., 1909.

Ortsregister.

Die Seitenzahlen der Monatsberichte sind kursiv gedruckt.

O.

P.

Q.

R.

S.

Seite

T.

U.

V.

W.

Seite

Z.

———

Sachregister.

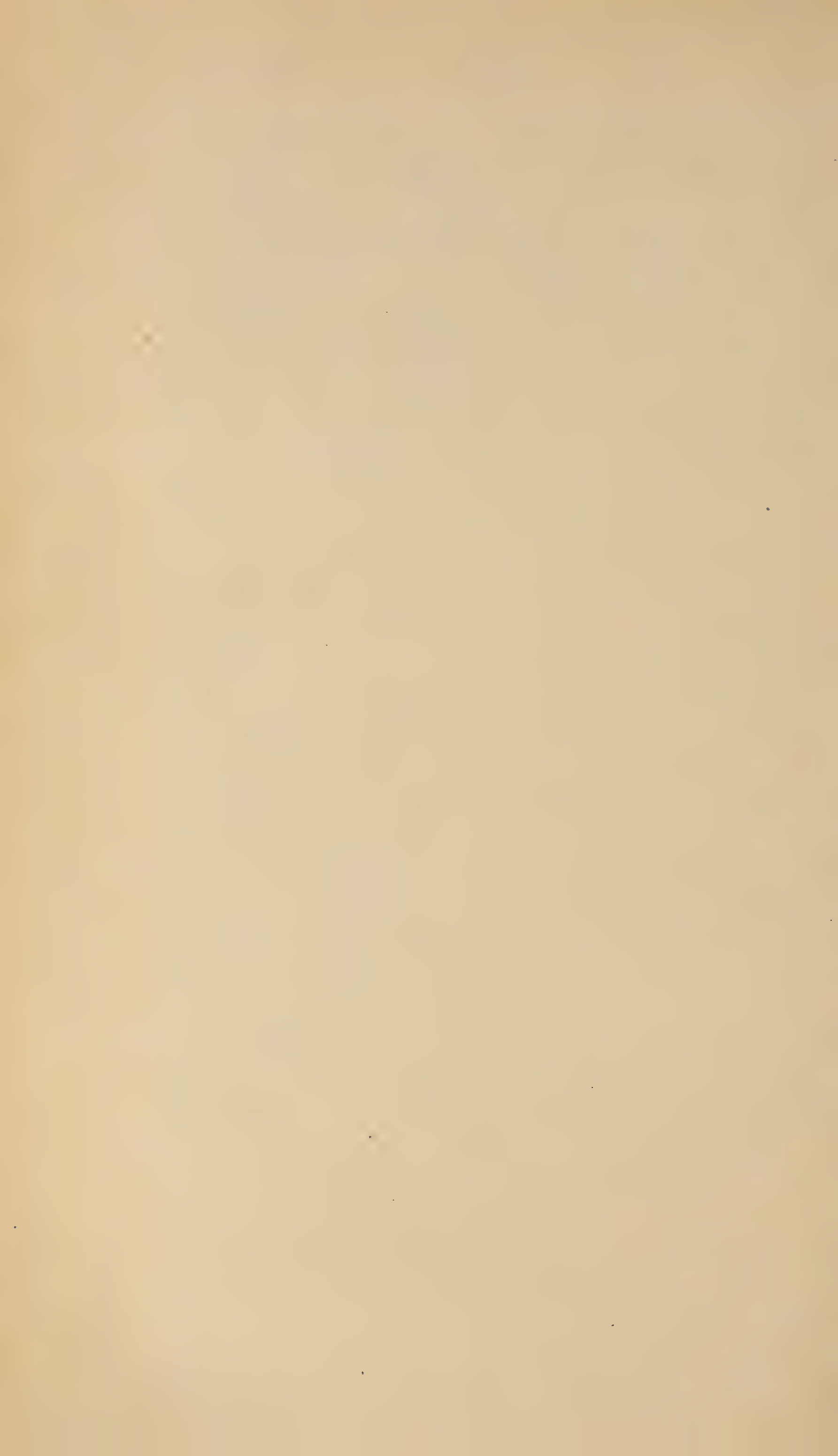
Die Seitenzahlen der **Monatsberichte** sind *kursiv* gedruckt.

D.

E.

F.

G.







Zeitschrift

der

Deutschen Geologischen Gesellschaft.

(Abhandlungen und Monatsberichte.)

A. Abhandlungen.

1. u. 2. Heft. **72. Band.** **1920.**

Januar bis Juni 1920.

Hierzu Tafel I und II.

Berlin 1920.

Verlag von Ferdinand Enke in Stuttgart.

INHALT.

Aufsätze: Seite

Deutsche Geologische Gesellschaft.

Vorstand für das Jahr 1920

Vorsitzender:	Herr POMPECKJ	Schriftführer:	Herr BÄRTLING
Stellvertretende Vorsitzende:	„ RAUFF		„ JANENSCH
	„ KRUSCH		„ SCHNEIDER
Schatzmeister:	„ PICARD		„ SEIDL
Archivar:	„ DIENST		

Beirat für das Jahr 1920

Die Herren: Frh. STROMER v. REICHENBACH-München, TIETZE-Wien, STILLE-Göttingen, WICHMANN-Utrecht, BERGEAT-Königsberg, DREVERMANN-Frankfurt a. M

Mitteilungen der Redaktion.

Im Interesse des regelmäßigen Erscheinens der Abhandlungen und Monatsberichte wird um **umgehende** Erledigung aller Korrekturen gebeten.

Die Manuskripte sind druckfertig und leserlich einzuliefern. Der Autor erhält in allen Fällen eine Fahnenkorrektur und nach Umbrechen des betreffenden Bogens eine Revisionskorrektur. Eine dritte Korrektur kann nur in ganz besonderen Ausnahmefällen geliefert werden. Für eine solche hat der Autor die Kosten stets zu übernehmen.

Im Manuskript sind zu bezeichnen:
Überschriften (halbfett) doppelt unterstrichen,
Lateinische Fossilnamen (kursiv!) durch Schlangenlinie,
Autornamen (Majuskeln) rot unterstrichen,
Wichtige Dinge (gesperrt) schwarz unterstrichen.

Bei **Zusendungen an die Gesellschaft** wollen die Mitglieder folgende Adressen benutzen:

1. Manuskripte zum Abdruck in der Zeitschrift, Korrekturen, sowie darauf bezüglichen Schriftwechsel an Herrn **Bezirksgeologen Dr. Bärtling,** Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
2. Einsendungen an die Bücherei, sowie Reklamationen nicht eingegangener Hefte, Anmeldung neuer Mitglieder, Anzeigen von Adressenänderungen Herrn **Kustos Dr. Dienst**, Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
3. Anmeldung von Vorträgen für die Sitzungen Herrn **Professor Dr. Schneider,** Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
4. Sonstiger Briefwechsel an den **Vorstand der Deutschen Geologischen Gesellschaft,** Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
5. Die Beiträge sind an die Deutsche Bank, Depositenkasse L, Berlin N 4, Chausseestr. 11, für das Konto „Deutsche Geologische Gesellschaft E. V.“, porto- und bestellgeldfrei einzusenden oder auf das Postscheck-Konto Nr. 1012 der Deutschen Bank, Depositenkasse L, Berlin N 4, beim Postscheckamt in Berlin NW 7, zur Gutschrift für die Deutsche Geologische Gesellschaft E.V. zu überweisen.

Druck von Arthur Scholem, Berlin SW 19, Beuthstr. 6.

Zeitschrift

der

Deutschen Geologischen Gesellschaft.

(Abhandlungen und Monatsberichte.)

A. Abhandlungen.

3. u. 4. Heft. 72. Band. 1920.

Juli bis Dezember 1920.

Hierzu Tafel III bis VII.

Berlin 1920.

Verlag von Ferdinand Enke in Stuttgart.

INHALT.

Aufsätze: Seite

Deutsche Geologische Gesellschaft.

Mitteilungen der Redaktion.

Im Interesse des regelmäßigen Erscheinens der Abhandlungen und Monatsberichte wird um **umgehende** Erledigung aller Korrekturen gebeten.

Die Manuskripte sind druckfertig und möglichst in Maschinenschrift einzuliefern. Der Autor erhält in allen Fällen eine Fahnenkorrektur und nach Umbrechen des betreffenden Bogens eine Revisionskorrektur. Eine dritte Korrektur kann nur in ganz besonderen Ausnahmefällen geliefert werden. Für eine solche hat der Autor die Kosten stets zu übernehmen.

Im Manuskript sind zu bezeichnen:

Überschriften (halbfett) doppelt unterstrichen,
Lateinische Fossilnamen (kursiv!) durch Schlangenlinie,
Autornamen (Majuskeln) rot unterstrichen,
Wichtige Dinge (gesperrt) schwarz unterstrichen.

Bei **Zusendungen an die Gesellschaft** wollen die Mitglieder folgende Adressen benutzen:

1. Manuskripte zum Abdruck in der Zeitschrift, Korrekturen, sowie darauf bezüglichen Schriftwechsel an Herrn **Bergrat Dr. Bärtling,** Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
2. Einsendungen an die Bücherei, sowie Reklamationen nicht eingegangener Hefte, Anmeldung neuer Mitglieder, Anzeigen von Adressenänderungen Herrn **Kustos Dr. Dienst**, Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
3. Anmeldung von Vorträgen für die Sitzungen Herrn **Professor Dr. Schneider,** Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
4. Sonstiger Briefwechsel an den **Vorstand der Deutschen Geologischen Gesellschaft,** Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
5. Die Beiträge sind an die Deutsche Bank, Depositenkasse L, Berlin N 4, Chausseestr. 11, für das Konto „Deutsche Geologische Gesellschaft E. V.“, porto- und bestellgeldfrei einzusenden oder auf das Postscheck-Konto Nr. 1012 der Deutschen Bank, Depositenkasse L, Berlin N 4, beim Postscheckamt in Berlin NW 7, zur Gutschrift für die Deutsche Geologische Gesellschaft E.V. zu überweisen.

Zeitschrift

der

Deutschen Geologischen Gesellschaft.

(Abhandlungen und Monatsberichte.)

B. Monatsberichte.

Nr. 1–3. 72. Band. 1920.

Berlin 1920.

Verlag von Ferdinand Enke in Stuttgart.

INHALT.

Deutsche Geologische Gesellschaft.

□

Mitteilungen der Redaktion.

Im Interesse des regelmäßigen Erscheinens der Abhandlungen und Monatsberichte wird um **umgehende** Erledigung aller Korrekturen gebeten.

Die Manuskripte sind druckfertig und l e s e r l i c h einzuliefern. Der Autor erhält in allen Fällen eine Fahnenkorrektur und nach Umbrechen des betreffenden Bogens eine Revisionskorrektur. Eine dritte Korrektur kann nur in ganz besonderen Ausnahmefällen geliefert werden. Für eine solche hat der A u t o r d i e K o s t e n s t e t s z u ü b e r n e h m e n.

Im Manuskript sind zu bezeichnen:

Überschriften (halbfett) doppelt unterstrichen,

Lateinische Fossilnamen (kursiv!) durch Schlangenlinie,

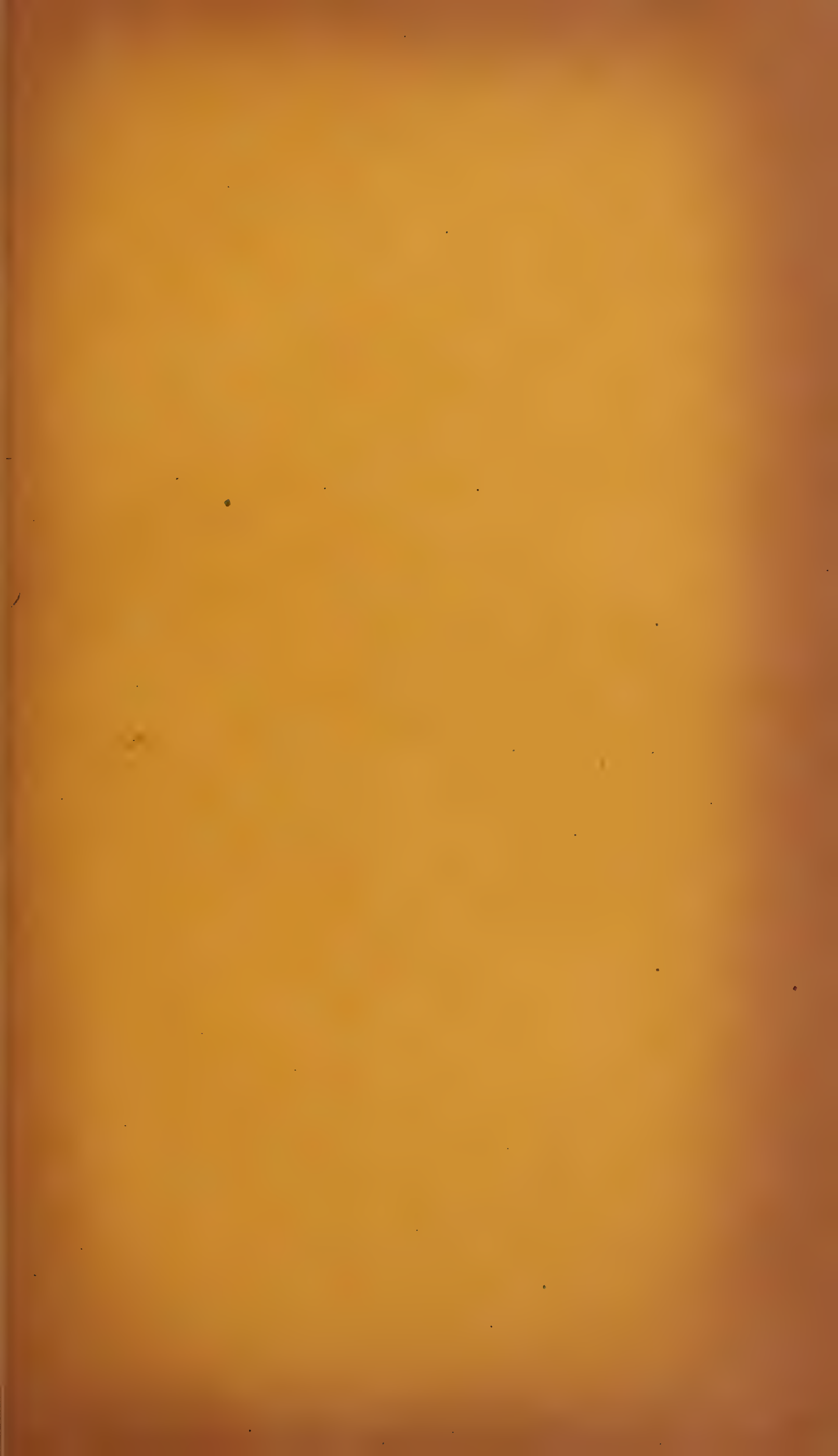
Autornamen (Majuskeln) rot unterstrichen,

Wichtige Dinge (gesperrt) schwarz unterstrichen.

□

Bei **Zusendungen an die Gesellschaft** wollen die Mitglieder folgende Adressen benutzen:

1. Manuskripte zum Abdruck in der Zeitschrift, Korrekturen, sowie darauf bezüglichen Schriftwechsel an Herrn **Bezirksgeologen Dr. Bärtling,** Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
2. Einsendungen an die Bücherei, sowie Reklamationen nicht eingegangener Hefte, Anmeldung neuer Mitglieder, Anzeigen von Adressenänderungen Herrn **Kustos Dr. Dienst**, Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
3. Anmeldung von Vorträgen für die Sitzungen Herrn **Professor Dr. Schneider,** Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
4. Sonstiger Briefwechsel an den **Vorstand der Deutschen Geologischen Gesellschaft,** Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
5. Die Beiträge sind an die Deutsche Bank, Depositenkasse L, Berlin N 4, Chausseestr. 11, für das Konto „Deutsche Geologische Gesellschaft E. V.“, porto- und bestellgeldfrei einzusenden oder auf das Postscheck-Konto Nr. 1012 der Deutschen Bank, Depositenkasse L, Berlin N 4, beim Postscheckamt in Berlin NW 7, zur Gutschrift für die Deutsche Geologische Gesellschaft E.V. zu überweisen.



Mitteilungen der Schriftleitung.

Das fortgesetzte Steigen der Druckkosten hat den Vorstand gezwungen zu beschließen, daß alle Manuskripte vollkommen druckfertig eingeliefert werden müssen. **Alle** Zusätze und Änderungen müssen daher auch in der ersten Korrektur unterbleiben; sie werden in Zukunft in gleicher Weise, wie das schon lange bei der Akademie der Wissenschaften üblich war, von der Druckerei den Autoren in Rechnung gestellt. (Die Korrekturstunde kostet jetzt 11 Mark!).

Die Autoren werden daher im eigenen Interesse gebeten, sich in der ersten und zweiten Korrektur auf die Verbesserung der reinen Setzerfehler zu beschränken.

In Fällen, wo ein Manuskript bis zur Veröffentlichung länger liegen bleiben muß, wird es aus diesem Grunde vor dem Auftrage zum Satz den Autoren auf Wunsch nochmals zur Durchsicht zugesandt.

Bei Wertsendungen für die Zeitschrift wird gebeten, die Privatanschrift des Unterzeichneten

Berlin-Friedenau, Kaiserallee 128

benutzen zu wollen, um Verzögerungen in der Aushändigung vorzubeugen.

Schriftleitung der Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft.

R. Bärtling.

Druck von Arthur Scholem, Berlin SW 19, Beuthstr. 6.

Zeitschrift
der
Deutschen Geologischen Gesellschaft.
(Abhandlungen und Monatsberichte.)

B. Monatsberichte.

Nr. 4–5. **72. Band.** **1920.**

Berlin 1920.

Verlag von Ferdinand Enke in Stuttgart.

INHALT.

Deutsche Geologische Gesellschaft.

Vorstand für das Jahr 1920

Mitteilungen der Redaktion.

Im Interesse des regelmäßigen Erscheinens der Abhandlungen und Monatsberichte wird um **umgehende** Erledigung aller Korrekturen gebeten.

Die Manuskripte sind druckfertig und in Maschinenschrift einzuliefern. Der Autor erhält in allen Fällen eine Fahnenkorrektur und nach Umbrechen des betreffenden Bogens eine Revisionskorrektur. Eine dritte Korrektur kann nur in ganz besonderen Ausnahmefällen geliefert werden. Für eine solche hat der Autor die Kosten stets zu übernehmen.

Im Manuskript sind zu bezeichnen:

Überschriften (halbfett) doppelt unterstrichen,

Lateinische Fossilnamen (kursiv!) durch Schlangenlinie,

AUTORNAMEN (Majuskeln) rot unterstrichen,

W i c h t i g e D i n g e (gesperrt) schwarz unterstrichen.

Bei **Zusendungen an die Gesellschaft** wollen die Mitglieder folgende Adressen benutzen:

1. Manuskripte zum Abdruck in der Zeitschrift, Korrekturen, sowie darauf bezüglichen Schriftwechsel an Herrn **Bezirksgeologen Dr. Bärtling,** Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
2. Einsendungen an die Bücherei, sowie Reklamationen nicht eingegangener Hefte, Anmeldung neuer Mitglieder, Anzeigen von Adressenänderungen Herrn **Kustos Dr. Dienst**, Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
3. Anmeldung von Vorträgen für die Sitzungen Herrn **Professor Dr. Schneider,** Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
4. Sonstiger Briefwechsel an den **Vorstand der Deutschen Geologischen Gesellschaft,** Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
5. Die Beiträge sind an die Deutsche Bank, Depositenkasse L, Berlin N 4, Chausseestr. 11, für das Konto „Deutsche Geologische Gesellschaft E. V.“, porto- und bestellgeldfrei einzusenden oder auf das Postscheck-Konto Nr. 1012 der Deutschen Bank, Depositenkasse L, Berlin N 4, beim Postscheckamt in Berlin NW 7, zur Gutschrift für die Deutsche Geologische Gesellschaft E.V. zu überweisen.

Mitteilungen der Schriftleitung.

Das fortgesetzte Steigen der Druckkosten hat den Vorstand gezwungen zu beschließen, daß alle Manuskripte vollkommen druckfertig eingeliefert werden müssen. Alle Zusätze und Änderungen müssen daher auch in der ersten Korrektur unterbleiben; sie werden in Zukunft in gleicher Weise, wie das schon lange bei der Akademie der Wissenschaften üblich war, von der Druckerei den Autoren in Rechnung gestellt. (Die Korrekturstunde kostet jetzt 11 Mark!).

Die Autoren werden daher im eigenen Interesse gebeten, sich in der ersten und zweiten Korrektur auf die Verbesserung der reinen Setzerfehler zu beschränken.

In Fällen, wo ein Manuskript bis zur Veröffentlichung länger liegen bleiben muß, wird es aus diesem Grunde vor dem Auftrag zum Satz den Autoren auf Wunsch nochmals zur Durchsicht zugesandt.

Vorstehender Beschluß wurde von der diesjährigen Hauptversammlnng in Hannover gutgeheißen und dahin erweitert, daß die Manuskripte in Maschinenschrift einzureichen sind.

Bei Wertsendungen für die Zeitschrift wird gebeten, die Privatanschrift des Unterzeichneten

Berlin-Friedenau, Kaiserallee 128

benutzen zu wollen, um Verzögerungen in der Aushändigung vorzubeugen.

Die Anzeigenpacht für die dritte und vierte Umschlagseite ist neu zu vergeben.

Auskunft erteilt der Unterzeichnete.

Schriftleitung der Zeitschrift
der Deutschen Geologischen Gesellschaft.
R. Bärtling.

Auszug

aus den Verhandlungen der Hauptversammlung in Hannover im August 1920

Am 31. Oktober 1919 wurde mit Rücksicht auf die Verhältnisse vom Vorstand der Beschluß gefaßt,

> „an die nicht in Deutschland wohnenden Mitglieder eine Aufforderung zur Zahlung der rückständigen Beiträge abzusenden, daß ferner nach dem 1. Januar 1920 die rückständigen Beiträge und der Beitrag für 1920 nach Friedenskurs in der Höhe der fremden Währung von 1914 zu zahlen sind."

Der Beschluß des Vorstandes vom 31. Oktober 1919 wurde von der Hauptversammlung gutgeheißen.

§ 6 der neuen Satzung erhält folgende vom 1. Januar 1921 an gültige Fassung:

> „Jedes ordentliche Mitglied in Deutschland oder Deutschösterreich zahlt einen Jahresbeitrag von mindestens 50 Mark, das Mitglied im Ausland mindestens 75 Mark".

E. Picard, Schatzmeister

Unter Aufhebung des Sonderangebots vom Frühjahr dieses Jahres wird der Vorzugspreis für die älteren Jahrgänge der Zeitschrift, soweit sie noch abzugeben sind, für Mitglieder wie folgt festgesetzt:

bis Jahrgang 1900 . . . . 20 M. der Band
von 1901 bis 1920 . . . 40 „ „ „

Zwecks Überprüfung des Handkatalogs der Bibliothek der Gesellschaft werden alle Mitglieder ersucht, die in ihren Händen befindlichen aus der Bibliothek entliehenen Schriften bis zum 15. Januar 1921 für kurze Zeit an den Archivar zurückzusenden. Da einzelne Werke infolge des Krieges **sehr** lange entliehen sind, werden alle Mitglieder gebeten, ihre Bücherbestände genau durchzusehen, damit kostspieliger Briefwechsel vermieden wird.

Der Vorstand
der Deutschen Geologischen Gesellschaft

I. A.:

Dienst, Archivar
Berlin N 4, Invalidenstr. 44

Druck von Arthur Scholem, Berlin SW 19, Beuthstr. 6

Zeitschrift

der

Deutschen Geologischen Gesellschaft.

(Abhandlungen und Monatsberichte.)

B. Monatsberichte.

Nr. 6/7. **72. Band.** **1920.**

Berlin 1920.

Verlag von Ferdinand Enke in Stuttgart.

INHALT.

Deutsche Geologische Gesellschaft.

Vorstand für das Jahr 1921

Beirat für das Jahr 1921

Mitteilungen der Redaktion.

Im Interesse des regelmäßigen Erscheinens der Abhandlungen und Monatsberichte wird um **umgehende** Erledigung aller Korrekturen gebeten.

Die Manuskripte sind druckfertig und möglichst in Maschinenschrift einzuliefern. Der Autor erhält in allen Fällen eine Fahnenkorrektur und nach Umbrechen des betreffenden Bogens eine Revisionskorrektur. Eine dritte Korrektur kann nur in ganz besonderen Ausnahmefällen geliefert werden. Für eine solche hat der Autor die Kosten stets zu übernehmen.

Im Manuskript sind zu bezeichnen:

Überschriften (halbfett) doppelt unterstrichen,
Lateinische Fossilnamen (kursiv!) durch Schlangenlinie,
Autornamen (Majuskeln) rot unterstrichen,
Wichtige Dinge (gesperrt) schwarz unterstrichen.

Bei **Zusendungen an die Gesellschaft** wollen die Mitglieder folgende Adressen benutzen:

1. Manuskripte zum Abdruck in der Zeitschrift, Korrekturen, sowie darauf bezüglichen Schriftwechsel an Herrn **Bezirksgeologen Dr. Bärtling,** Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
2. Einsendungen an die Bücherei, sowie Reklamationen nicht eingegangener Hefte, Anmeldung neuer Mitglieder, Anzeigen von Adressenänderungen Herrn **Kustos Dr. Dienst**, Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
3. Anmeldung von Vorträgen für die Sitzungen Herrn **Professor Dr. Schneider,** Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
4. Sonstiger Briefwechsel an den **Vorstand der Deutschen Geologischen Gesellschaft,** Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
5. Die Beiträge sind an die Deutsche Bank, Depositenkasse L, Berlin N 4, Chausseestr. 11, für das Konto „Deutsche Geologische Gesellschaft E. V.“, porto- und bestellgeldfrei einzusenden oder auf das Postscheck-Konto Nr. 1012 der Deutschen Bank, Depositenkasse L, Berlin N 4, beim Postscheckamt in Berlin NW 7, zur Gutschrift für die Deutsche Geologische Gesellschaft E.V. zu überweisen.

Mitteilungen der Schriftleitung.

Das fortgesetzte Steigen der Druckkosten hat den Vorstand gezwungen zu beschließen, daß alle Manuskripte vollkommen druckfertig eingeliefert werden müssen. Alle Zusätze und Änderungen müssen daher auch in der ersten Korrektur unterbleiben; sie werden in Zukunft in gleicher Weise, wie das schon lange bei der Akademie der Wissenschaften üblich war, von der Druckerei den Autoren in Rechnung gestellt. (Die Korrekturstunde kostet jetzt 11 Mark!).

Die Autoren werden daher im eigenen Interesse gebeten, sich in der ersten und zweiten Korrektur auf die Verbesserung der reinen Setzerfehler zu beschränken.

In Fällen, wo ein Manuskript bis zur Veröffentlichung länger liegen bleiben muß, wird es aus diesem Grunde vor dem Auftrag zum Satz den Autoren auf Wunsch nochmals zur Durchsicht zugesandt.

Vorstehender Beschluß wurde von der diesjährigen Hauptversammlnng in Hannover gutgeheißen und dahin erweitert, daß die Manuskripte möglichst in Maschinenschrift einzureichen sind.

Bei Wertsendungen für die Zeitschrift wird gebeten, die Privatanschrift des Unterzeichneten

Berlin-Friedenau, Kaiserallee 128

benutzen zu wollen, um Verzögerungen in der Aushändigung vorzubeugen.

Schriftleitung der Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft.

R. Bärtling.

Auszug

aus den Verhandlungen der Hauptversammlung in Hannover im August 1920

Am 31. Oktober 1919 wurde mit Rücksicht auf die Verhältnisse vom Vorstand der Beschluß gefaßt,

„an die nicht in Deutschland wohnenden Mitglieder eine Aufforderung zur Zahlung der rückständigen Beiträge abzusenden, daß ferner nach dem 1. Januar 1920 die rückständigen Beiträge und der Beitrag für 1920 nach Friedenskurs in der Höhe der fremden Währung von 1914 zu zahlen sind".

Der Beschluß des Vorstandes vom 31. Oktober 1919 wurde von der Hauptversammlung gutgeheißen.

§ 6 der neuen Satzung erhält folgende vom 1. Januar 1921 an gültige Fassung:

„Jedes ordentliche Mitglied in Deutschland oder Deutschösterreich zahlt einen Jahresbeitrag von mindestens 50 Mark, das Mitglied im Ausland mindestens 75 Mark".

E. Picard, Schatzmeister

Unter Aufhebung des Sonderangebots vom Frühjahr dieses Jahres wird der Vorzugspreis für die älteren Jahrgänge der Zeitschrift, soweit sie noch abzugeben sind, für Mitglieder wie folgt festgesetzt:

bis Jahrgang 1900 . . . . 20 M. der Band
von 1901 bis 1920 . . . . 40 „ „ „

Zwecks Überprüfung des Handkatalogs der Bibliothek der Gesellschaft werden alle Mitglieder ersucht, die in ihren Händen befindlichen aus der Bibliothek entliehenen Schriften bis zum 15. Januar 1921 für kurze Zeit an den Archivar zurückzusenden. Da einzelne Werke infolge des Krieges **sehr** lange entliehen sind, werden alle Mitglieder gebeten, ihre Bücherbestände genau durchzusehen, damit kostspieliger Briefwechsel vermieden wird.

Der Vorstand
der Deutschen Geologischen Gesellschaft

I. A.:

Dienst, Archivar
Berlin N 4, Invalidenstr. 44

Druck von Arthur Scholem, Berlin SW 19, Beuthstr. 6.

Zeitschrift
der
Deutschen Geologischen Gesellschaft.

(Abhandlungen und Monatsberichte.)

B. Monatsberichte.

Nr. 8–10. (Hierin Tafel VIII u. IX) **72. Band.** Berlin 1921. **1920.**

Verlag von Ferdinand Enke in Stuttgart.

INHALT.

(Fortsetzung des Inhalts umstehend)

Deutsche Geologische Gesellschaft.

Bei **Zusendungen an die Gesellschaft** wollen die Mitglieder folgende Adressen benutzen:

1. Manuskripte zum Abdruck in der Zeitschrift, Korrekturen, sowie darauf bezüglichen Schriftwechsel an Herrn **Bergrat Dr. Bärtling,** Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
2. Einsendungen an die Bücherei, sowie Reklamationen nicht eingegangener Hefte, Anmeldung neuer Mitglieder, Anzeigen von Adressenänderungen Herrn **Kustos Dr. Dienst**, Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
3. Anmeldung von Vorträgen für die Sitzungen Herrn **Professor Dr. Schneider,** Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
4. Sonstiger Briefwechsel an den **Vorstand der Deutschen Geologischen Gesellschaft,** Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
5. Die Beiträge sind an die Deutsche Bank, Depositenkasse L, Berlin N 4, Chausseestr. 11, für das Konto „Deutsche Geologische Gesellschaft E. V.“, porto- und bestellgeldfrei einzusenden oder auf das Postscheck-Konto Nr. 1012 der Deutschen Bank, Depositenkasse L, Berlin N 4, beim Postscheckamt in Berlin NW 7, zur Gutschrift für die Deutsche Geologische Gesellschaft E.V. zu überweisen.

Mitteilungen der Schriftleitung.

Das fortgesetzte Steigen der Druckkosten hat den Vorstand gezwungen zu beschließen, daß alle Manuskripte vollkommen druckfertig eingeliefert werden müssen. Alle Zusätze und Änderungen müssen daher auch in der ersten Korrektur unterbleiben; sie werden in Zukunft in gleicher Weise, wie das schon lange bei der Akademie der Wissenschaften üblich war, von der Druckerei den Autoren in Rechnung gestellt. (Die Korrekturstunde kostet jetzt 11 Mark!).

Die Autoren werden daher im eigenen Interesse gebeten, sich in der ersten und zweiten Korrektur auf die Verbesserung der reinen Setzerfehler zu beschränken.

In Fällen, wo ein Manuskript bis zur Veröffentlichung länger liegen bleiben muß, wird es aus diesem Grunde vor dem Auftrag zum Satz den Autoren auf Wunsch nochmals zur Durchsicht zugesandt.

Vorstehender Beschluß wurde von der diesjährigen Hauptversammlnng in Hannover gutgeheißen und dahin erweitert, daß die Manuskripte möglichst in Maschinenschrift einzureichen sind.

Bei Wertsendungen für die Zeitschrift wird gebeten, die Privatanschrift des Unterzeichneten

Berlin-Friedenau, Kaiserallee 128

benutzen zu wollen, um Verzögerungen in der Aushändigung vorzubeugen.

Schriftleitung der Zeitschrift
der Deutschen Geologischen Gesellschaft.
R. Bärtling.

Auszug
aus den Verhandlungen der Hauptversammlung in Hannover im August 1920

Am 31. Oktober 1919 wurde mit Rücksicht auf die Verhältnisse vom Vorstand der Beschluß gefaßt,

> „an die nicht in Deutschland wohnenden Mitglieder eine Aufforderung zur Zahlung der rückständigen Beiträge abzusenden, daß ferner nach dem 1. Januar 1920 die rückständigen Beiträge und der Beitrag für 1920 nach Friedenskurs in der Höhe der fremden Währung von 1914 zu zahlen sind".

Der Beschluß des Vorstandes vom 31. Oktober 1919 wurde von der Hauptversammlung gutgeheißen.

§ 6 der neuen Satzung erhält folgende vom 1. Januar 1921 an gültige Fassung:

> „Jedes ordentliche Mitglied in Deutschland oder Deutschösterreich zahlt einen Jahresbeitrag von mindestens 50 Mark, das Mitglied im Ausland mindestens 75 Mark".

E. Picard, Schatzmeister

Unter Aufhebung des Sonderangebots vom Frühjahr dieses Jahres wird der Vorzugspreis für die älteren Jahrgänge der Zeitschrift, soweit sie noch abzugeben sind, für Mitglieder wie folgt festgesetzt:

bis Jahrgang 1900 . . . . 20 M. der Band
von 1901 bis 1920 . . . 40 „ „ „

Zwecks Überprüfung des Handkatalogs der Bibliothek der Gesellschaft werden alle Mitglieder ersucht, die in ihren Händen befindlichen aus der Bibliothek entliehenen Schriften bis zum 15. Januar 1921 für kurze Zeit an den Archivar zurückzusenden. Da einzelne Werke infolge des Krieges **sehr** lange entliehen sind, werden alle Mitglieder gebeten, ihre Bücherbestände genau durchzusehen, damit kostspieliger Briefwechsel vermieden wird.

Der Vorstand
der Deutschen Geologischen Gesellschaft

I. A.:

Dienst, Archivar
Berlin N 4, Invalidenstr. 44

Druck von Arthur Scholem, Berlin SW 19, Beuthstr. 6

Zeitschrift

der

Deutschen Geologischen Gesellschaft.

(Abhandlungen und Monatsberichte.)

B. Monatsberichte.

Nr. 11 12. 72. Band. 1920.

Berlin 1921.

Verlag von Ferdinand Enke in Stuttgart.

INHALT.

Deutsche Geologische Gesellschaft.

Vorstand für das Jahr 1921

Mitteilungen der Redaktion.

Im Interesse des regelmäßigen Erscheinens der Abhandlungen und Monatsberichte wird um umgehende Erledigung aller Korrekturen gebeten.

Die Manuskripte sind druckfertig und möglichst in Maschinenschrift einzuliefern. Der Autor erhält in allen Fällen eine Fahnenkorrektur und nach Umbrechen des betreffenden Bogens eine Revisionskorrektur. Eine dritte Korrektur kann nur in ganz besonderen Ausnahmefällen geliefert werden. Für eine solche hat der Autor die Kosten stets zu übernehmen.

Im Manuskript sind zu bezeichnen:

Überschriften (halbfett) doppelt unterstrichen,
Lateinische Fossilnamen (kursiv!) durch Schlangenlinie,
Autornamen (Majuskeln) rot unterstrichen,
Wichtige Dinge (gesperrt) schwarz unterstrichen.

Bei **Zusendungen an die Gesellschaft** wollen die Mitglieder folgende Adressen benutzen:

1. Manuskripte zum Abdruck in der Zeitschrift, Korrekturen, sowie darauf bezüglichen Schriftwechsel an Herrn **Bergrat Dr. Bärtling,** Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
2. Einsendungen an die Bücherei, sowie Reklamationen nicht eingegangener Hefte, Anmeldung neuer Mitglieder, Anzeigen von Adressenänderungen Herrn **Kustos Dr. Dienst**, Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
3. Anmeldung von Vorträgen für die Sitzungen Herrn **Professor Dr. Schneider,** Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
4. Sonstiger Briefwechsel an den **Vorstand der Deutschen Geologischen Gesellschaft,** Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
5. Die Beiträge sind an die Deutsche Bank, Depositenkasse L, Berlin N 4, Chausseestr. 11, für das Konto „Deutsche Geologische Gesellschaft E. V.“, porto- und bestellgeldfrei einzusenden oder auf das Postscheck-Konto Nr. 1012 der Deutschen Bank, Depositenkasse L, Berlin N 4, beim Postscheckamt in Berlin NW 7, zur Gutschrift für die Deutsche Geologische Gesellschaft E.V. zu überweisen.

Mitteilungen der Schriftleitung.

Das fortgesetzte Steigen der Druckkosten hat den Vorstand gezwungen zu beschließen, daß alle Manuskripte vollkommen druckfertig eingeliefert werden müssen. **Alle** Zusätze und Änderungen müssen daher auch in der ersten Korrektur unterbleiben; sie werden in Zukunft in gleicher Weise, wie das schon lange bei der Akademie der Wissenschaften üblich war, von der Druckerei den Autoren in Rechnung gestellt. (Die Korrekturstunde kostet jetzt 13,50 Mark!).

Die Autoren werden daher im eigenen Interesse gebeten, sich in der ersten und zweiten Korrektur auf die Verbesserung der reinen Setzerfehler zu beschränken.

In Fällen, wo ein Manuskript bis zur Veröffentlichung länger liegen bleiben muß, wird es aus diesem Grunde vor dem Auftrag zum Satz den Autoren auf Wunsch nochmals zur Durchsicht zugesandt.

Vorstehender Beschluß wurde von der diesjährigen Hauptversammlnng in Hannover gutgeheißen und dahin erweitert, daß die Manuskripte möglichst in Maschinenschrift einzureichen sind.

Bei Wertsendungen für die Zeitschrift wird gebeten, die Privatanschrift des Unterzeichneten

Berlin-Friedenau, Kaiserallee 128

benutzen zu wollen, um Verzögerungen in der Aushändigung vorzubeugen.

Die Anzeigenpacht für die dritte und vierte Umschlagseite ist neu zu vergeben.

Auskunft erteilt der Unterzeichnete:

Schriftleitung der Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft.

R. Bärtling.

Auszug

aus den Verhandlungen der Hauptversammlung in Hannover im August 1920

Am 31. Oktober 1919 wurde mit Rücksicht auf die Verhältnisse vom Vorstand der Beschluß gefaßt,

> „an die nicht in Deutschland wohnenden Mitglieder eine Aufforderung zur Zahlung der rückständigen Beiträge abzusenden, daß ferner nach dem 1. Januar 1920 die rückständigen Beiträge und der Beitrag für 1920 nach Friedenskurs in der Höhe der fremden Währung von 1914 zu zahlen sind".

Der Beschluß des Vorstandes vom 31. Oktober 1919 wurde von der Hauptversammlung gutgeheißen.

§ 6 der neuen Satzung erhält folgende vom 1. Januar 1921 an gültige Fassung:

> „Jedes ordentliche Mitglied in Deutschland oder Deutschösterreich zahlt einen Jahresbeitrag von mindestens 50 Mark, das Mitglied im Ausland mindestens 75 Mark".

E. Picard, Schatzmeister

Druck von Arthur Scholem, Berlin SW 19, Beuthstr. 6



